



**Universidad Nacional del Comahue
Centro Regional Universitario
Bariloche**

**“Dinámica espacio-temporal de la
relación entre el clima y el
funcionamiento de los ecosistemas en
Patagonia Norte”**

Trabajo de Tesis para optar al Título de Doctor en Biología

**Licenciado en Ciencias de la Atmosfera
Emilio Bianchi**

**Director: Dr. En Geociencias Ricardo
Villalba**

**Codirector: Dr en ciencias biológicas
Octavio Bruzzone**

2016



Resumen

En función de los objetivos planteados, el trabajo de tesis doctoral está organizado en 6 capítulos más un capítulo final de conclusiones generales.

En el Capítulo 1 se provee el marco teórico y los objetivos planteados en este estudio. En el Capítulo 2 se presentan las grillas de precipitación y temperatura hechas a partir de una recopilación de datos mensuales en la región. Se compilaron 218 y 114 registros de precipitación y temperatura respectivamente, provenientes de instituciones gubernamentales y privadas de la región. Estos datos fueron interpolados mediante la técnica de co-kriging para obtener grillas de precipitación y temperatura de 20 km x 20 km cubriendo el norte de la Patagonia desde 63° a 75° longitud Oeste y 35° a 45° latitud Sur. Estas nuevas grillas (Grillado Climático para Patagonia Norte, o GCPN) representan las variaciones de los rasgos espaciales en los campos medios de temperatura y precipitación de una manera más realista que las grillas climáticas globales disponibles en la actualidad. También se comparó el desempeño de estas grillas con otras grillas climáticas globales de uso común en la región. A partir del trabajo realizado en este capítulo se ha publicado un artículo científico en una revista indexada (DOI: 10.1007/s13351-015-5058-y).

En el capítulo 3 se analizó la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y la temperatura (utilizando las grillas presentadas en el capítulo 2) y su relación con fenómenos climáticos de gran escala. La variabilidad espacio-temporal de los campos de precipitación y temperatura a escala regional fue establecida aplicando un Análisis de Componentes Principales (ACP) a los datos grillados. Una vez determinados los patrones dominantes, se exploraron los forzantes del sistema climático a escala hemisférica y global asociados a la variabilidad en la temperatura y precipitación en el norte de la Patagonia. A grandes rasgos, el análisis de componentes principales aplicado a las series de precipitación y temperatura identificó cuatro grandes patrones de variabilidad temporal en la región. El patrón asociado al sector noroeste de la región presenta un clima tipo mediterráneo. El patrón asociado al sector Este y Noreste coincide con el clima frío semiárido. El patrón asociado al sector Sur y Sudeste coincide con el clima árido frío, mientras que el patrón asociado a la región Sur y Sudoeste coincide con la región de clima oceánico.

La comparación de estos patrones dominantes de variabilidad en la temperatura y la precipitación sobre el norte de la Patagonia con índices de circulación océano/atmósfera arrojó algunas relaciones de interés. Por ejemplo, existe una relación negativa entre la precipitación en el Oeste de la región de estudio (clima tipo Mediterráneo) durante la primavera, el verano y el otoño y la Oscilación Antártica (AAO). El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) está relacionado, en su fase cálida, a un aumento de precipitación sobre la Cordillera de los Andes, particularmente al Oeste de esta durante la primavera. En el invierno, los eventos cálidos ENOS están asociados a mayores precipitaciones en el sector Este de la región. Los índices del Océano Atlántico (SAODI y TSA) solo muestran una relación negativa con la precipitación en el Este de la región durante el invierno. La AAO resulta ser el principal forzante de las variaciones en la temperatura en el norte de la Patagonia. Muestra relaciones positivas con esta variable en el Sur de la región durante el verano, el otoño y la primavera; y en el Este de la región durante el invierno.

En el capítulo 4 se analiza la variabilidad espacial y temporal del Índice de Vegetación Normalizado (IVN) mediante el análisis de componentes principales, y se comparan las regiones que resultan de este análisis con clasificaciones previas de la vegetación en la región que tienen en cuenta atributos estructurales o funcionales de la misma. La variabilidad espacio-temporal del IVN derivado de sensores remotos fue analizada tanto a nivel de Región Ecológica Homogénea o Tipo Forestal, como a escala regional aplicando el Análisis de Componentes Principales (ACP). La variabilidad temporal se analizó a nivel intra-anual e interanual, filtrando el ciclo anual mediante el cálculo de los desvíos estandarizados. Se pudieron reconocer, a grandes rasgos, cuatro regiones donde la variabilidad temporal del IVN se comporta de manera relativamente homogénea: 1) Región de Clima Mediterráneo, que se corresponde con los Tipos Forestales Araucaria, Coihue – Raulí – Roble, las Regiones Ecológicas de Pastizales Subandinos y de Sierras y Mesetas (en transición con el clima Frio Semiárido), y el Tipo Forestal Lengua, en transición con el clima Templado Oceánico; 2) Región de clima Semiárido Frío y Árido Frío, que comprende a las Regiones Ecológicas de Sierras y Mesetas, Distrito central de Chubut y Distrito del Golfo (que a su vez conforman la Provincia Fitogeográfica Patagónica); 3)

Región de climas Templado Oceánico y Subpolar Oceánico, que comprende a los Tipos Forestales Alerce, Siempreverde Valdiviano y Lenga adyacentes; 4) Región de Clima Frio semiárido, representada principalmente por la Provincia Fitogeográfica del Monte (Monte Austral y Monte Oriental). A grandes rasgos, se puede observar que el ciclo anual es el rasgo predominante de la variabilidad del IVN hacia el Noroeste de la región (zona de clima mediterráneo). El ciclo anual pierde su amplitud hacia el Sur y hacia el Este, a medida que adquieren mayor importancia los ciclos intra- e inter-anales.

En el capítulo 5 se analiza la relación entre la variabilidad en el IVN y las variaciones en las precipitaciones y la temperatura, considerando diferentes escalas temporales en las que se pueden manifestar estas relaciones. La temperatura, particularmente al comienzo de la estación de crecimiento, parece ser el factor climático determinante del crecimiento de los Bosques Templados y de algunas regiones ecológicas pertenecientes a la Provincia Fitogeográfica de la Patagonia (Distritos del Golfo y Central de Chubut). Para la región ecológica del Monte Oriental, la precipitación de verano es el factor determinante de la dinámica del IVN a escala intra-anual. Este acoplamiento entre la precipitación y el IVN en esta región no ha sido reportado en trabajos anteriores. Esta relación pareciera estar asociada a la mayor abundancia relativa de especies C4 en esta región. Las especies C4 son particularmente eficientes para aprovechar los eventos esporádicos de lluvia durante el verano. Este acoplamiento entre el IVN y la precipitación es evidente a diferentes frecuencias temporales, particularmente en la escala interanual.

En el capítulo 6 se abordó el estudio de la relación entre la variabilidad del IVN y las variaciones climáticas de gran escala. Los índices muestran diferentes asociaciones con los patrones de IVN según la región y la época del año. En líneas generales, la AAO influencia todos los patrones de IVN. Esto probablemente se deba a que su influencia en la precipitación y la temperatura abarcan casi la totalidad de la región estudiada. El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur también muestra asociaciones con tres patrones, pero su relación más notoria con el IVN se observa en los Bosques Siempreverde y de Alerce durante la primavera y el verano. Por su parte, tanto los índices asociados a la circulación del Océano Atlántico, así como las TSM del Atlántico tropical, influyen las variaciones en

Resumen

los patrones que corresponden a las Regiones Ecológicas del Monte Austral y Monte Oriental y la Provincia Fitogeográfica de la Patagonia.

Abstract

This doctoral dissertation is organized in seven chapters. Chapter 1 provides the theoretical framework and the main goals of this thesis. In Chapter 2, 218 and 114 precipitation and temperature records, respectively, were compiled from different governmental and private institutions to develop a gridded climatic data base across northern Patagonia. Based on a co-kriging methodology, these precipitation and temperature records were interpolated into 20 x 20 km-resolution grids covering northern Patagonia from 63° to 75° W longitude (from Atlantic to Pacific coast) and from 35° to 45° S latitude. These new grids (Northern Patagonia Climate Grids, NPCG) represent spatial variations of both temperature and precipitation fields in a more realistic manner than other global climate grids currently available for the region. The performance of NPCG was contrasted with other global climate grids commonly used in northern Patagonia. This work has already been published in an international, indexed journal (DOI: 10.1007/s13351-015-5058-y).

In Chapter 3, spatial and temporal variations in temperature and precipitation, based on NPCG (chapter 2) were analyzed, along with their relationships with large-scale climate forcings. The dominant modes of spatial and temporal variability in temperature and precipitation were determined by applying a Principal Component Analysis (PCA) to the gridded data sets. Once that the main patterns of temperature and precipitation variability were identified, they were compared with large-scale (continental, hemispheric to global) climatic drivers. Overall, the PCA analyses of the temperature and precipitation grids identified four different patterns of spatio-temporal variability in northern Patagonia. The northwestern Patagonia pattern shows the classical features related to the Mediterranean climate across Central Chile and the adjacent Cordillera de los Andes. The pattern associated with the cold semiarid climate prevails in the eastern and northeastern sectors of northern Patagonia. The spatial pattern related to the south-southeastern region in northern Patagonia encompass the dominant cold arid climate, whereas the southern and southwestern sectors in the study region coincides with the Pacific oceanic climate.

The dominant patterns of variability in temperature and precipitation showed interesting links with several atmosphere/ocean circulation indexes. For example, negative

relationships were recorded between precipitation in the Mediterranean sector during spring, summer and fall and the Antarctic Oscillation index (AAO). In contrast, the warm events of El Niño/Southern Oscillation (ENSO) are associated with positive rainfall anomalies west of the Andes range during spring. In winter, warm ENSO events are related to above-mean rainfall anomalies in the Eastern sector of the study area. The indices associated with the tropical and subtropical Atlantic Ocean (SAODI and TSA) are negatively related to precipitation in the Eastern sector during winter. The AAO seems to be the main driver of temperature variability in northern Patagonia. The AAO shows positive relationships with temperature in the southern sector of northern Patagonia during summer, autumn and spring, and in the eastern sector during winter.

The establishment of the spatio-temporal variations in the Normalized-Difference Vegetation Index (NDVI), based on Principal Component Analysis, was the main goal of Chapter 4. The NDVI-based regions identified were compared with vegetation classifications based on structural or functional features of vegetation across northern Patagonia. The spatio-temporal variability in NDVI was estimated based on previously established ecosystems (from forests to dry steppe) and similarities in NDVI according to PCA analysis). Temporal variations were analyzed in both intra and inter-annual scales. The annual cycle in NDVI was removed from the original time series by computing the standard deviations in relations to the period 2001-2010. Four regions with relative-homogeneous temporal behaviors were identified: 1) The Mediterranean climate region, which shows similarities with the Coihue – Rauli – Roble, Lenga and Araucaria forest types, and the Pastizales Subandinos and Sierras y Mesetas grassland-upper steppe types; 2) The region with cold semiarid and arid climate, which spatially overlaps with the Sierras y Mesetas, Distrito Central de Chubut and Distrito del Golfo steppe regions; 3) The region of temperate and subantarctic oceanic climates, which is associated with the Alerce, Siempreverde Valdiviano and Lenga forest types; and 4) The region of cold semiarid climate related to the Monte Austral and Monte Oriental ecological regions. Overall, a dominant annual cycle is the main feature of the temporal evolution of the NDVI in the Mediterranean climate zone. The amplitude of the annual cycle diminishes towards the south and the east where intra- and inter-annual cycles gain importance.

In Chapter 5, the relationships between the variability of NDVI and temperature and precipitation are documented, taking into consideration the different temporal scales in which interactions between these variables occur. Temperature, mainly at the beginning of the growing season, seems to be the determinant factor for the growth of the temperate forests and the Distritos del Golfo and Central de Chubut grassland-steppe regions. For the Monte Oriental ecological region, summer rainfall is the most important factor related to the inter-annual dynamic in the NDVI. This strong temporal coupling between summer rainfall and NDVI in the Monte oriental has not been previously reported. This relationship seems to be associated with the abundance of C4 species in this ecological region. C4 species take advantages of the sporadic summer rainfalls more efficiently than C3 plants. This coupling between rainfall and NDVI is present at different timescales, particularly at the inter-annual scale.

Relationships between NDVI variability and large-scale climate forcings were documented in Chapter 6. Linkages between NDVI and large-scale atmospheric circulation indices vary according to the seasons and different vegetation regions across northern Patagonia. Overall, the AAO influences most patterns of NDVI variability, in response to the pervasive influences of the AAO on temperature and precipitation regimens over most northern Patagonia. ENSO shows linkages with the Siempreverde Valdiviano and Alerce forest types during spring and summer. Finally, the indices associated with variations in the circulation of the Atlantic Ocean and Sea Surface Temperatures (SST) across the tropical Atlantic Ocean are related to NDVI patterns in the Monte Austral and Monte Oriental ecological regions. Finally, Chapter 7 discuss the results and provides directions for further research.

INDICE

RESUMEN.....	i
ABSTRACT.....	v
CAPÍTULO I: INTRODUCCION GENERAL.....	1
1.1 Marco teórico.....	1
1.1.1 Dinámica del clima.....	1
1.1.2 Componentes de variación climática de génesis tropical.....	1
1.1.3 Componentes de variación climática de origen extratropical.....	2
1.1.4 Efecto de las variaciones de precipitación y temperatura en el crecimiento vegetativo.....	2
1.1.5 Efecto de la dinámica del clima en el crecimiento vegetativo.....	4
1.1.6 Área de estudio.....	6
1.1.6.1 Clima.....	6
1.1.6.2 Distribución de la vegetación en función del clima.....	10
1.1.7 Fundamentación y objetivos de este estudio.....	12
CAPÍTULO II: NUEVAS GRILLAS DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERTURA EN EL NORTE DE LA PATAGONIA.....	16
2.1 Introducción.....	16
2.2 Materiales y métodos.....	18
2.2.1 Datos de precipitación y temperatura.....	18
2.2.2 Campos espaciales de temperatura y precipitación.....	20
2.2.3 Comparación con otras grillas climáticas globales.....	22
2.3 Resultados.....	23
2.3.1 Representación de patrones espaciales.....	23
2.3.1.1 Patrones espaciales de precipitación.....	23
2.3.1.2 Patrones espaciales de temperatura.....	25
2.3.2 Representación de las variaciones temporales.....	27
2.3.2.1 Precipitación.....	27
2.3.2.1 Temperatura.....	29
2.4 Discusión y conclusiones.....	31

CAPÍTULO III: VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA LLUVIA Y LA TEMPERATURA EN EL NORTE DE LA PATAGONIA Y SU RELACIÓN CON FORZANTES CLIMÁTICOS DE ESCALA GLOBAL Y HEMISFÉRICA.....	35
3.1 Introducción.....	35
3.1.1 Índices del Océano Atlántico Tropical.....	36
3.1.2 Índice de la Oscilación del Sur/El Niño.....	40
3.1.3 Índice de la Oscilación Antártica.....	42
3.1.4 Índice Comodoro-Bahía.....	44
3.2 Materiales y métodos.....	46
3.2.1 Datos y metodología.....	46
3.2.1.1 Caracterización espacio-temporal de los campos de precipitación y temperatura.....	46
3.2.1.2 Identificación de forzantes climáticos de escala hemisférica/global asociados a la variabilidad de la temperatura y la precipitación.....	47
3.2.1.3 Relación entre índices climáticos de escala hemisférica/global y series de precipitación y temperatura en el norte de Patagonia.....	47
3.3 Resultados.....	50
3.3.1 Caracterización espacio-temporal de los campos de temperatura y precipitación.....	50
3.3.1.1 Precipitación.....	50
3.3.1.2 Temperatura.....	58
3.3.2 Identificación de forzantes climáticos de escala global y regional...	64
3.3.2.1 Precipitación.....	64
3.3.2.2 Temperatura.....	70
3.3.3 índices climáticos y su relación con la variabilidad temporal de la lluvia y la temperatura.....	76
3.3.3.1 Índice del Atlántico Tropical Sur.....	76
3.3.3.2 Índice del Dipolo del Atlántico Sur.....	78

3.3.3.3 Índices de la Oscilación del Sur/El Niño.....	81
3.3.3.4 Índice de la Oscilación Antártica.....	84
3.3.3.5 Índice Comodoro-Bahía.....	90
3.4 Discusión.....	93
3.4.1 Caracterización espacio-temporal de los campos de temperatura y precipitación.....	93
3.4.2 Forzantes climáticos de escala global-regional y su relación con la variabilidad temporal de la lluvia y la temperatura.....	95
3.4.2.1 Precipitación.....	95
3.4.2.2 Temperatura.....	98
3.5 Conclusiones.....	101
CAPÍTULO IV: PATRONES ESPACIO-TEMPORALES DE IVN EN EL NORTE DE LA PATAGONIA Y SU RELACIÓN CON CLASIFICACIONES FISIONÓMICO-FLORÍSTICAS Y DE GRUPOS FUNCIONALES.....	104
4.1 Introducción.....	104
4.2 Materiales y métodos.....	105
4.2.1 Datos y metodología.....	105
4.2.1.1 Caracterización de la variabilidad temporal del Índice de Vegetación Normalizado.....	106
4.3 Resultados.....	108
4.3.1 Caracterización de la variabilidad temporal del Índice de Vegetación Normalizado.....	108
4.4 Discusión.....	120
4.5 Conclusiones.....	123
CAPÍTULO V: INFLUENCIA DE LA PRECIPITACIÓN Y LA TEMPERATURA SOBRE LA DINÁMICA TEMPORAL DEL IVN EN EL NORTE DE LA PATAGONIA.....	125
5.1 Introducción.....	125
5.2 Materiales y métodos.....	127
5.2.1 Datos y metodología.....	127

5.2.1.1 Análisis de la relación temporal entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN.....	127
5.2.1.2 Análisis de la relación intra-anual (o estacional) entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN.....	129
5.3 Resultados.....	133
5.3.1 Análisis de la relación temporal entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN.....	134
5.3.1.1 Relación entre precipitación e IVN.....	134
5.3.1.2 Relación entre temperatura e IVN.....	152
5.3.2 Análisis de la relación intra-anual (o estacional) entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN.....	169
5.4 Discusión.....	173
5.5 Conclusiones.....	178
CAPÍTULO VI: RELACIÓN ENTRE ÍNDICES Y VARIABLES CLIMÁTICAS DE ESCALA GLOBAL Y EL ÍNDICE DE VEGETACIÓN NORMALIZADO EN EL NORTE DE LA PATAGÓNIA.....	182
6.1 Introducción.....	182
6.2 - Materiales y métodos.....	186
6.2.1 Identificación de forzantes climáticos de escala hemisférica/global de la variabilidad del IVN.....	186
6.2.2 Relación entre índices climáticos de escala hemisférica/global y series de IVN en el norte de Patagonia.....	186
6.3 Resultados.....	188
6.3.1 Identificación de forzantes climáticos de escala global y regional Componente 1 IVN.....	188
6.3.2 índices climáticos y su relación con la variabilidad temporal del IVN.....	207
6.3.2.1. Escala anual.....	207
6.3.2.2. Escala estacional.....	208
6.4 Discusión.....	218
6.4 Conclusiones.....	220

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES GENERALES.....	221
BIBLIOGRAFÍA.....	226
AGRADECIMIENTOS.....	251
ARTICULO DE RESPALDO.....	252

Capítulo I: Introducción general

1.1 Marco teórico

1.1.1 Dinámica del clima

La magnitud y frecuencia de las fluctuaciones climáticas estacionales, interanuales e interdecenales a escala local resultan de las interacciones entre modos oscilatorios en la circulación atmosférica a gran escala (Garreaud *et al*, 2009). En la actualidad, una alta proporción de la variación climática de baja frecuencia (interanual o mas larga) y gran escala espacial (región a sub-continente) se asimila a un número limitado de modos globales de circulación atmosférica (Quadrelli y Wallace, 2004). Los forzantes hemisféricos o globales de variación climática pueden localizarse en lugares muy remotos al área de estudio (Cook, 2009). Estos forzantes pueden tener su origen en zonas tropicales y extender su influencias a zonas extratropicales, o pueden estar restringidos a latitudes medias y altas en cada uno de los dos hemisferios (Garreaud *et al.*, 2009).

1.1.2 Componentes de variación climática de génesis tropical

El intercambio más activo de calor y vapor de agua en el sistema climático tiene lugar entre los océanos y la atmosfera. Debido a la gran inercia térmica de los océanos, estos juegan un papel fundamental como fuente de variación climática de baja frecuencia (Peixoto y Oort, 1992). Un ejemplo de esta interacción océano-atmosfera son los fenómenos El Niño/Oscilación del Sur y la Oscilación Decenal del Pacífico. El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) es un ciclo irregular (con un periodo entre 4 y 7 años) de calentamientos y enfriamientos de las temperaturas del mar en el Océano Pacífico tropical. Esta oscilación es el ciclo de variación climática interanual más importante a nivel global. El fenómeno ENOS produce marcados efectos en el clima no solo a lo largo del Pacífico tropical, sino también en regiones alejadas de latitudes medias y altas en ambos hemisferios (Károly, 1989; Turner, 2004). Además de los cambios observados en la zona del Pacifico tropical, directamente relacionados con el ENOS, Ropelewski y Halpert (1987) han identificado regiones con anomalías de precipitación asociadas al ENOS en Australia, América del Norte, Central y del Sur, el subcontinente Indio y África.

La Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) es un patrón de variación climática que cambia de fases en una escala decenal, con periodos entre los 20 y 30 años. Esta oscilación puede describirse como un patrón ENOS de baja frecuencia (Mantua y Hare, 2002; Garreaud *et al.*, 2009) ya que las anomalías climáticas que la caracterizan son, a grandes rasgos, muy similares a las propias del ENOS. La ODP produce importantes anomalías climáticas a lo largo del globo. Mantua y Hare (2002) encontraron que la fase cálida de la ODP coincide con periodos secos en el este de Australia, Corea, Japón, el este de Rusia, Alaska, Centro América y el norte de América del Sur. Esta fase también coincide con periodos húmedos en el golfo de Alaska, el sudeste de los Estados Unidos y México, el sudeste de Brasil, centro de América del Sur y el Oeste de Australia.

1.1.3 Componentes de variación climática de origen extratropical

En ambos hemisferios, los patrones dominantes de variabilidad de la circulación extratropical en un rango de escalas que va desde el sub mensual hasta el interdecenal están caracterizados por estructuras simétricas (o anulares) alrededor de los polos que presentan perturbaciones de presión de signos opuestos entre las zonas polares y el anillo zonal circundante centrado alrededor de los 45° grados de latitud (Thompson y Wallace, 2000). Este patrón de variabilidad en la circulación atmosférica en las regiones extratropicales del Hemisferio Sur se conoce como la Oscilación Antártica (OAA) o Modo Anular del Sur (MAS). La fase positiva de esta oscilación está asociada con un enfriamiento significativo sobre la Antártida y noroeste de Australia, y un calentamiento significativo sobre la Península Antártica, Patagonia, Tasmania y Nueva Zelanda. La fase positiva está asociada también a condiciones anómalamente secas sobre el sudoeste de América del Sur, Nueva Zelanda y Tasmania debido a la migración hacia más altas latitudes de la trayectoria de las tormentas ("*storm tracks*") (Gillett *et al.*, 2006).

1.1.4 Efecto de las variaciones de la precipitación y la temperatura en el crecimiento de la vegetación

En escalas geográficas amplias (escalas regional, continental o global), el clima es el factor más importante que determina la estructura y funcionamiento de los ecosistemas (Chapin et

al., 2011; Adams y Zeng, 2007). Existe abundante literatura sobre las relaciones temporales entre las variaciones del clima y la dinámica de la vegetación. La mayoría de estos estudios señalan la naturaleza compleja de estas relaciones. En la estepa patagónica, por ejemplo, algunos autores han observado que el porcentaje de variación interanual en la productividad primaria asociado a la precipitación total anual es generalmente bajo (Lahuenroth y Sala, 1992, Jobbagy *et al.*, 2002). Específicamente, se han encontrado relaciones más estrechas entre clima y crecimiento cuando se tiene en cuenta la precipitación acumulada durante periodos previos al ciclo de crecimiento (Jobbagy y Sala, 2000; Fabricante *et al.*, 2009). Otros autores, propusieron que la relación entre la productividad anual de un ecosistema dado y la precipitación podría estar afectada por las condiciones climáticas de años previos (Webb *et al.*, 1978). En una zona de pastizales en Colorado, USA, Oesterheld *et al.* (2001) encontraron que aproximadamente un tercio de la variación interanual de la productividad no explicada por la precipitación del mismo año estaba positivamente correlacionada con la productividad y la precipitación del año anterior. Todos estos estudios indican que si bien es posible establecer una relación consistente entre las variaciones climáticas y el crecimiento de la vegetación a escala regional, esta relación es compleja y otros parámetros ambientales y propios de la vegetación deberían ser tenidos en consideración para fortalecer la relación clima productividad.

En cuanto a la temperatura, diversos autores encontraron que el Índice de la Vegetación Normalizada (IVN) tiende a mostrar fuertes relaciones con esta variable en áreas y/o ventanas temporales donde la humedad no es un factor limitante, por ejemplo, en altas latitudes (Los *et al.*, 2001; Ichii *et al.*, 2002; Nemani *et al.*, 2003; Knapp y Smith, 2001). En regiones templadas y frías con un marcado ciclo estacional en el crecimiento de la vegetación, la asociación entre el IVN y la temperatura suele expresarse con más fuerza al comienzo de la estación de crecimiento, cuando las bajas temperaturas actúan como un factor limitante para el crecimiento (Bao *et al.*, 2015; Ichii *et al.*, 2002; Mao *et al.*, 2012; Buermann *et al.*, 2003; Lavergne *et al.*, 2015). Por ejemplo, según Knapp y Smith (2001) la mayoría de los bosques tienen la suficiente humedad para satisfacer las demandas de evaporación incluso en los años secos. Y durante los años húmedos, otros factores como la

luz y la disponibilidad de nutrientes limitan la producción. En este estudio se consideraron tres sitios de ecosistemas boscosos; un bosque de álamos, cuya precipitación anual ronda los 350 mm., y dos sitios de bosques mixtos deciduos, cuyas precipitaciones anuales están alrededor de los 1200 y 1400 mm. El comportamiento arriba descripto probablemente se corresponda con los dos sitios de bosques deciduos que se desarrollan en condiciones más mesicas en comparación con el sitio de bosque de álamos.

Otros autores atribuyen la débil respuesta del IVN a la precipitación en diferentes ambientes de pastizales a que, si bien el crecimiento en los pastizales áridos esta mayormente controlado por la humedad (Kemp, 1983; Bao *et al.*, 2015), los pastizales más fríos podrían estar también controlados por la temperatura (Ram *et al.*, 1988; Braswell *et al.*, 1997). Al igual que para los ambientes de bosque, la temperatura durante la primavera o el invierno ejerce un rol importante al explicar las variaciones en el IVN ya que esta determina la fecha de inicio del periodo de crecimiento (Buermann *et al.*, 2003). Esta relación positiva entre la temperatura de invierno y primavera y la productividad ha sido descripta para diferentes sitios geográficamente acotados en la Estepa Patagónica en los trabajos de Jobaggy *et al.* (2002) y Paruelo *et al.* (1993).

1.1.5 Efecto de la dinámica del clima en el crecimiento vegetativo: índices climáticos

Algunos autores han indicado que los índices de los fenómenos climáticos de gran escala (por ejemplo la Oscilación del Atlántico Norte) pueden ser muy buenos predictores de procesos ecológicos, en algunos casos incluso mejores que las variables del clima local, como la lluvia o la temperatura (Hallett *et al.*, 2004; Stenseth y Mysterud, 2005). El buen desempeño de estos índices climáticos de gran escala en predecir procesos ecológicos es difícil de explicar en función de los procesos fisiológicos que involucra esta interacción. Una posible explicación a esta paradoja podría ser la complicada y temporalmente variable relación entre el clima local y los procesos biológicos que los promedios mensuales de temperatura o precipitación utilizados comúnmente por los ecólogos no pueden representar (Hallett *et al.*, 2004). Stenseth y Mysterud (2005) introducen el concepto de “paquetes climáticos” e identifican tres mecanismos mediante los cuales los índices climáticos pueden actuar como mejores predictores de los procesos ecológicos que el clima local:

1: El componente de la ventana temporal: los índices climáticos integran escalas temporales más finas en escalas más gruesas. Por ejemplo, determinado proceso ecológico puede estar correlacionado con la precipitación en escala mensual, la cual está asociada a su vez con un índice climático. Si en cambio observamos la precipitación en escala diaria la relación con el proceso biológico puede no ser clara.

2: El componente de la ventana espacial: Este mecanismo se ilustra con un ejemplo: la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) está asociada a aumentos de precipitación y temperatura a lo largo de la costa Oeste de Noruega. El efecto de la OAN en la profundidad de la nieve variara de acuerdo a la altitud en los ambientes heterogéneos. De esta manera, la fase positiva de la OAN está asociada con menos nieve en menores elevaciones, y más nieve en mayores elevaciones. El mismo principio se aplica a las variaciones de latitud.

3: El componente meteorológico: Los índices climáticos por lo general integran la variabilidad de diversas variables climáticas – temperatura, precipitación, profundidad de la nieve, velocidad del viento, etc. Típicamente, la interacción entre el clima y un determinado proceso ecológico no se debe a una sola variable, sino más bien a el “paquete climático” entero (Stenseth *et al.*, 2002; Stenseth *et al.*, 2003).

De esta manera, los organismos o los ecosistemas (dependiendo de la escala) se ven generalmente afectados por una combinación de variables climáticas (componente meteorológico) que actúan durante diferentes periodos de tiempo (componente temporal), y de manera diferenciada geográficamente (componente espacial). Por ello, los Índices climáticos pueden llegar a capturar la compleja variabilidad espacial y temporal del clima mejor que las variables meteorológicas comúnmente empleadas (Stenseth *et al.*, 2003).

Diversos autores han investigado la relación entre diferentes índices climáticos u oceánicos (como la Temperatura Superficial del Mar) y su relación con diferentes atributos de la vegetación. Por ejemplo, Potter *et al.* (2008) encontraron un fuerte acoplamiento entre el crecimiento vegetal en amplias zonas en Sudáfrica, Asia Central, el Norte de Canadá, Alaska, el Oeste de Estados Unidos, el Norte de México, el Norte de Argentina y Australia, y el fenómeno ENOS. Estos autores, también encontraron relaciones entre el crecimiento vegetal y la Oscilación Ártica (OA) en el Oeste y centro de América del Norte, Brasil, el Este de Europa, Siberia, Sudáfrica y Australia. Similares resultados encontró Kogan (2000),

que analizó la sensibilidad de los ecosistemas globales al fenómeno ENOS. Este autor notó que, en la escala anual, las áreas de vegetación más sensibles a la Oscilación del Sur se encuentran en Brasil, Sudáfrica, el sudeste de Asia, Australia, Argentina y el centro-Sur de Estados Unidos. Wang y You (2004), encontraron una correlación significativa entre la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) y la productividad vegetal en el Norte de Asia con un desfase de 1,5 años.

La variación en las Temperaturas Superficiales del Mar (TSM) también ha sido relacionada con cambios en la vegetación en escalas interanuales a nivel global (Los *et al.*, 2000; Jarlan *et al.*, 2005). Tourre *et al.* (2008) relacionaron la variación espacio-temporal del Índice de Vegetación Normalizado (IVN) con las TSM en el Sur de América del Sur. Estos autores observaron diferentes modos de variación conjunta IVN-TSM, por ejemplo: 1) la variación del IVN de gran parte de Uruguay está correlacionada con un patrón de temperaturas del mar en el Pacífico ecuatorial característico del ENOS con 8 meses de desfase. 2) la zona del sur de Entre Ríos- Norte de la provincia de Buenos Aires está asociada al mismo patrón con un desfase de 3 meses. 3) En Patagonia, la zona de la provincia de Santa Cruz se encuentra asociada a patrones de TSM característicos de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) y al patrón Pacífico- Sudamérica (PSA) con un desfase de 3 meses. 4) el IVN en la zona del sur de la Provincia de Buenos Aires y Norte de la provincia de Río Negro está asociado a las variaciones en la TSM del Atlántico ecuatorial Oeste con un desfase de 4 meses. Las interacciones entre los forzantes climáticos de gran escala previamente mencionados y la vegetación se producen a través de las modificaciones que la circulación atmosférica continental o hemisférica impone sobre los patrones regionales de precipitación y temperatura. En este sentido, Buermann *et al.* (2003), encontraron una fuerte relación entre la variación interanual del IVN en primavera y los campos de temperatura para el Hemisferio Norte, estando a su vez estos modos de variación conjunta temperatura-vegetación asociados a los eventos ENOS y a la Oscilación Ártica.

1.1.6 Área de estudio

1.1.6.1 Clima

El área de estudio comprende las provincias argentinas de Neuquén, Río Negro y Chubut y las Regiones de la Araucanía, de los Ríos y de los Lagos en Chile en la Patagonia Norte (Fig. 1.1). Desde la perspectiva climática esta región se encuentra latitudinalmente ubicada entre los anticiclones semipermanentes del Atlántico y el Pacífico, centrados alrededor de los 30° S, y el cinturón de bajas subpolares ubicado aproximadamente en la banda de 60° S (Prohaska, 1976). Toda el área se encuentra bajo la influencia de la circulación atmosférica del Oeste que determina una advección casi permanente de masas de aire húmedo desde el Océano Pacífico (Garreaud *et al.*, 2009). A lo largo del Pacífico Sur, la mayor parte de la precipitación es producida en nubes estratiformes y sistemas frontales, los cuales están asociados a perturbaciones de escala sinóptica del flujo del Oeste de latitudes medias. Estos ciclones migratorios tienden a moverse en una dirección Oeste – Este a lo largo de estrechas bandas latitudinales conocidas como trayectorias de tormentas (“*storm tracks*”, Hoskins y Valdes, 1990), cuya posición promedio sigue a la corriente en chorro de niveles altos. La orientación Norte – Sur de la Cordillera de los Andes determina una importante barrera para estas masas de aire húmedo provenientes del Pacífico creando una marcada asimetría zonal en la precipitación, con condiciones muy húmedas (secas) al Oeste (Este) de la Cordillera de los Andes (Villalba *et al.*, 2003). La zona Oeste del área de estudio es una zona de transición entre el clima mediterráneo de Chile Central, con veranos secos al Norte de los 37° S, y condiciones húmedas a lo largo del año al Sur de los 45° S (Villalba *et al.*, 2003; Garreaud 2009). En esta zona, además de la precipitación de génesis frontal, el ascenso de las masas de aire a lo largo de la pendiente Oeste de los Andes produce precipitación orográfica (Garreaud, 2007; Garreaud, 2009). Este efecto origina máximos de precipitación sobre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de los Andes (Falvey y Garreaud 2007; Viale y Nuñez, 2011; Viale y Garreaud, 2015).

La mayor parte del contenido de humedad de estas masas de aire marítimo se pierde durante el ascenso, volviéndose luego más cálidas y secas a medida que desciende hacia el lado Este de los Andes. Por ello, la precipitación decrece exponencialmente hasta valores menores a los 200 mm en la zona central de la Patagonia. A medida que decrece la precipitación hacia el Este de la Cordillera, aumenta su variabilidad en forma exponencial (Jobbagy *et al.*, 1995). En la zona cercana a la costa Atlántica disminuye la importancia de

la precipitación relacionada a las masas de aire provenientes del Pacífico y las masas de aire provenientes del Atlántico contribuyen con eventos esporádicos de precipitación convectiva. Sobre la costa Atlántica, la precipitación aumenta hacia la zona Noreste del área de estudio hasta alcanzar valores de alrededor de 400 mm en el noreste de la provincia de Río Negro (Godagnone y Bran, 2008).

La migración estacional de las trayectorias de tormentas (“*storm tracks*”) y de los anticiclones semipermanentes modulan los patrones anuales de precipitación. Las trayectorias de las tormentas se ubican alrededor de los 45° y 55° S durante el verano, y entre los 35° y 45° S en invierno (Nakamura y Shimpo, 2004; Garreaud, 2009; Garreaud *et al.*, 2009); los máximos de precipitación estacionales se dan en aquellas zonas de intersección de estas trayectorias con el continente. Por este motivo, la precipitación en la zona Oeste y hasta el centro del área de estudio se concentra en los meses de otoño e invierno (entre el 40 y 70 %; Garreaud *et al.*, 2009). Por ello, el ciclo anual presenta un déficit de precipitación en verano (Paruelo *et al.*, 1998). Durante el verano, cuando el anticiclón semipermanente del Atlántico se encuentra en su posición más austral y cercana al continente, la porción noreste del área de estudio experimenta mayor influencia de masas de aire cálidas y húmedas provenientes del Océano Atlántico, con precipitaciones de génesis convectiva las cuales muestran una distribución espacial mucho más heterogénea que la precipitación de origen frontal. Esta circulación hacia el Sur de las masas de aire del Atlántico se ve reforzada por la formación del sistema de baja presión térmico en el Chaco durante la estación estival, el que a su vez fuerza a las masas de aire de la zona amazónica a tomar una dirección hacia el Sur (Seluchi *et al.*, 2003; Vimeux *et al.*, 2009). Esta corriente transporta grandes cantidades de humedad que alimenta la actividad convectiva hasta los 40° S. El patrón anual de precipitación hacia la zona Este de estudio no presenta un ciclo anual evidente (Paruelo *et al.*, 1998; Labraga y Villalba, 2009).

El patrón espacial de temperaturas en la región de estudio está determinado por el gradiente térmico ecuador – polo y la elevación (Villalba *et al.*, 2003). Se observan asimetrías Este – Oeste superpuestas al gradiente Norte – Sur (Garreaud *et al.*, 2009). Estas asimetrías son el resultado de la influencia de la circulación atmosférica y oceánica sub-continental y la presencia de la Cordillera de los Andes. Sobre las costas de Chile en el Océano Pacífico, la

corriente fría de Humboldt produce surgencias de aguas profundas que enfrían los niveles bajos de la atmósfera. A medida que avanzamos hacia el Este en la zona de estudio aumenta la influencia del anticiclón semipermanente del Atlántico, el cual impone una componente de viento del Norte, advectando masas de aire más cálidas a la región. La Cordillera de los Andes también contribuye a esta asimetría Este – Oeste en las temperaturas a través del calentamiento adiabático que experimentan las masas de aire durante el descenso a medida que atraviesan la Cordillera desde el Pacífico. El resultado de esta superposición de gradientes Este – Oeste y Norte – Sur resulta en un patrón final de temperatura con orientación Noroeste – Sudeste de las isotermas. La temperatura media anual varía entre 12° C en la zona noreste hasta 6 ° C en la zona Sur – Sudoeste. La amplitud térmica anual varía entre 16° C en el centro – Norte de la provincia de Río Negro hasta 10° C en la parte sudoeste de la región de estudio (Paruelo *et al.*, 1998; Garreaud *et al.*, 2009).

Los patrones de variación en la circulación atmosférica determinan la existencia de diferentes Tipos Climáticos en la región. Según la clasificación de Koppen-Geiger (Fig. 1.1) la estacionalidad marcada en la precipitación al Norte de los 42° S y al Oeste de los 70° O (aproximadamente) determina el Tipo Climático Mediterráneo (Csb). Al Sur de los 42° S la estacionalidad en la precipitación disminuye debido a que durante el verano el frente subtropical se encuentra restringido en esta banda de latitudes y se produce la transición hacia los climas oceánico subpolar (Cwc) y templado oceánico (Cfb). Hacia el Este de la Cordillera de los Andes se produce la transición entre el Clima Mediterráneo y el Clima Frio Semiárido (Bsk) debido a la disminución de las precipitaciones por efecto orográfico y a la mayor continentalidad al Este de los Andes. La disminución de las precipitaciones y el aumento de la continentalidad hacia el centro de la región son determinantes del Clima Árido Frío (Bwk).

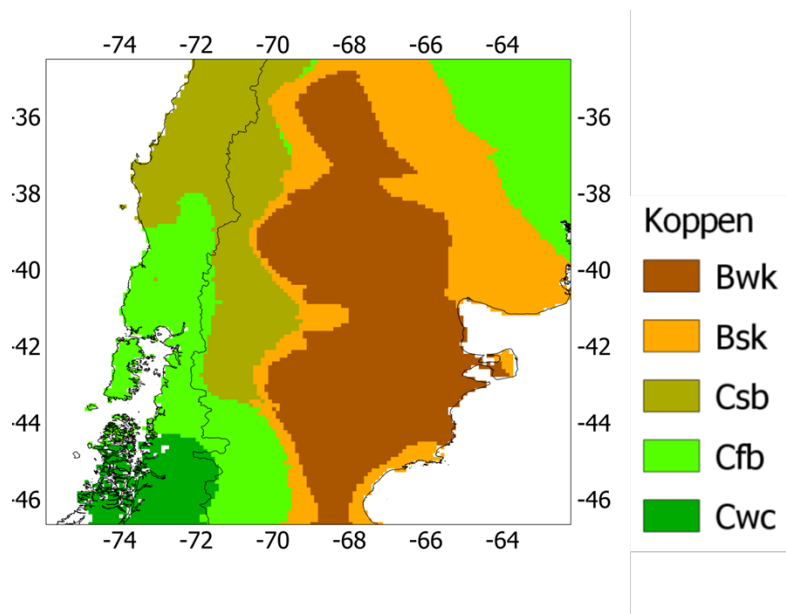


Figura 1.1: Clasificación climática de Koppen-Geiger para el área de estudio.

1.1.6.2 Distribución de la vegetación en función del clima

La Región Ecológica se define como una unidad territorial delineada por los factores abióticos y bióticos que determinan la estructura y función de las comunidades vegetales (Maybury, 1999). La clasificación de Tipos Forestales responde a las especies presentes y dominantes que conforman la estructura y los estratos superiores de los bosques (Zegers, 1993). La Figura 1.2 muestra las Regiones Ecológicas Homogéneas (Bran, 1992) y subtipos forestales (Zegers, 1993) para las regiones de bosques templados. El concepto de Región Ecológica implica la interrelación de los diferentes elementos del medio natural: relieve, clima, hidrografía, suelos y vegetación. La clasificación de Tipos Forestales responde a las especies presentes y dominantes que conforman la estructura y los estratos superiores de los bosques. Estas Regiones Ecológicas y Tipos Forestales ocupan zonas con condiciones ambientales (suelo, clima, topografía) sumamente variables.

La variabilidad espacial del clima en el Norte de la Patagonia está determinada por la dinámica temporal de la circulación atmosférica, su interacción con la topografía; y por la influencia marítima o continental (Prohaska, 1976; Schwerdtfeger, 1976; Garreaud, 2009). La Clasificación climática de Koppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007; Kottek *et al.*, 2006, Fig.

1.1) brinda un marco de referencia, junto con las clasificaciones de Regiones Ecológicas y Tipos Forestales, para describir la distribución de la vegetación en la región de estudio en función de la variación espacial del clima.

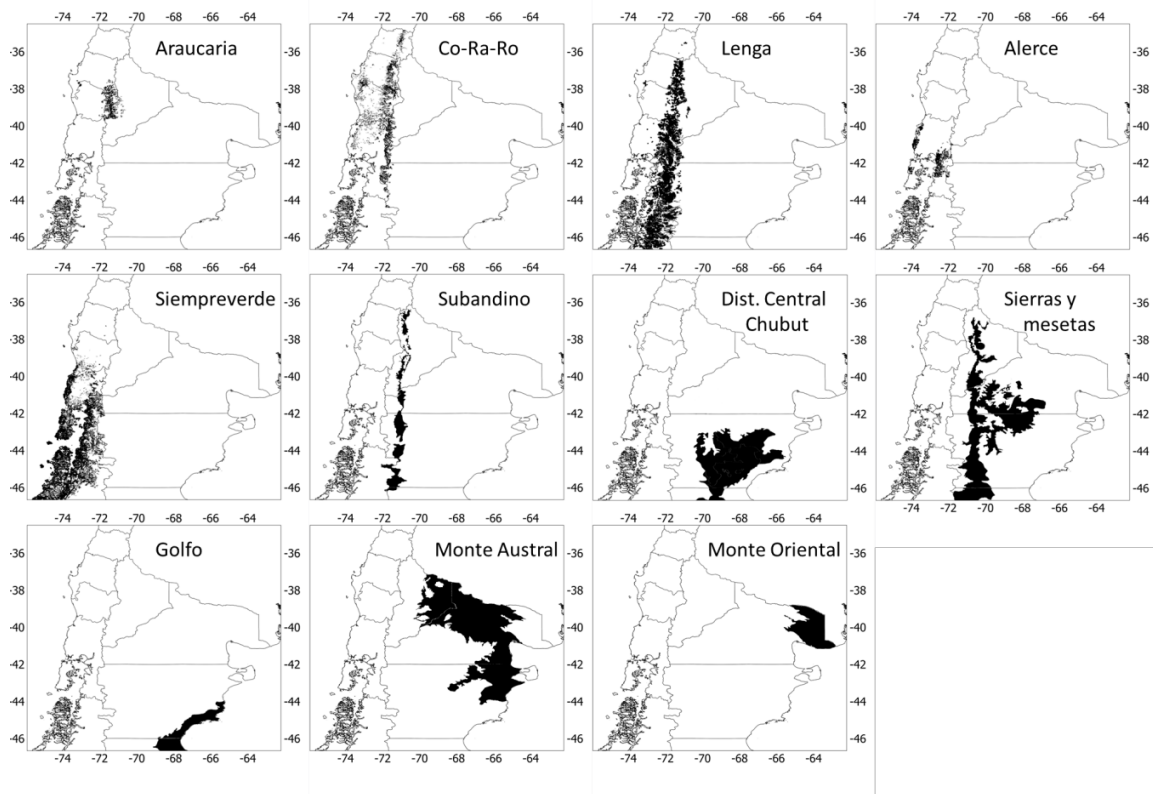


Figura 1.2: Tipos forestales y regiones ecológicas homogéneas tomadas de Bran (1992) y Zegers (1993).

Los fuertes gradientes climáticos generados por la topografía se ven claramente reflejados en la distribución de la vegetación (Paruelo *et al.*, 1998). La precipitación total anual excede los 2000-4000 mm. sobre la Cordillera de los Andes y está asociada a la presencia del Bosque Siempreverde Valdiviano (Pisano, 1950; Zegers, 1993) al Sur de los 40° S. aproximadamente, coincidiendo con los tipos climáticos oceánico subpolar (Cwc) en la vertiente occidental de los Andes y clima templado oceánico (Cfb) en la vertiente oriental. Al Norte de los 40° S. aproximadamente, aumenta la estacionalidad en la precipitación, lo que determina que los Tipos Forestales Araucaria y Coihue-Rauli-Roble (Laclau, 1997) pertenezcan al Clima Mediterráneo Oceánico (Csb). El Tipo Forestal Lenga,

que presenta una gran distribución latitudinal y una gran amplitud ecológica (Zegers, 1993), está sujeto a diferentes tipos climáticos: desde el extremo Sur de la región de estudio hasta aproximadamente los 42° S, se corresponde con el clima oceánico subpolar (Cwc) en la vertiente occidental de los Andes y clima templado oceánico (Cfb) en la vertiente oriental. Entre los 39° y los 42° S. aproximadamente, se corresponde con el clima templado oceánico al Oeste de los Andes, mientras que al Este el déficit hídrico durante el verano determina el clima mediterráneo. Al Norte de los 39° la estacionalidad en la precipitación se hace más marcada y domina el clima mediterráneo. La importancia relativa de la precipitación de génesis ciclónico que ingresa a la región desde el Pacífico disminuye hacia el Este de la Cordillera. La estrecha banda longitudinal donde la precipitación decrece desde los 1000 mm. a los 500 mm. coincide con una transición desde diferentes tipos forestales mésicos (principalmente *Araucaria araucana*, *Austrocedrus chilensis*, *Nothofagus* Sp.) hacia estepas gramíneas (Leon *et al.* 1998; Schlichter y Laclau, 1998); en esta transición desde los climas Oceánicos y Mediterráneo hacia el Clima Frio Semiárido (Bsk) se suceden las Regiones Ecológicas de Pastizales Subandinos y Sierras y Mesetas. Mas hacia el Este, la precipitación continua decreciendo hasta menos de 200 mm. anuales en la Meseta Central Patagónica. Esta región se corresponde con el tipo climático Árido Frio (Bwk). Está dominada por estepas arbustivas y coincide con la transición entre las provincias fitogeográficas de la Patagonia y del Monte (León *et al.* 1998). Hacia la costa atlántica, las masas de aire provenientes del Océano Atlántico contribuyen con eventos esporádicos de precipitación, principalmente durante el verano y el comienzo del otoño. En esta región la precipitación anual aumenta hasta alcanzar los 400 mm. anuales (Godagnone y Bran, 2008; Labraga y Villalba 2009). La vegetación arbustiva y los pastos C4 dominan esta región (León *et al.*, 1998), que se corresponde con las Regiones Ecológicas de Monte Austral y Monte Oriental.

1.1.7 Fundamentación y objetivos de este estudio

En el contexto de los cambios globales que está experimentando nuestro planeta (IPCC, 2007; 2013), resulta sumamente importante estimar los impactos que los cambios climáticos futuros tendrán sobre la vegetación, en nuestro caso el norte de Patagonia. Los

estudios previamente comentados indican que el clima de la región patagónica Norte se ve afectado por forzantes climáticos de escala hemisférica (ej.: AAO) y global (ej.: ENOS, ODP). Asimismo, los estudios que relacionan el crecimiento de la vegetación en el Norte de Patagonia con la precipitación y la temperatura indican que si bien las relaciones son complejas, las mismas son factibles de establecer a través del cuidadoso análisis de la estacionalidad climática y el crecimiento de las plantas.

Los índices de vegetación derivados de sensores remotos (en especial el IVN) son una herramienta fundamental para observar y estudiar los cambios y flujos de materia y energía a escala de ecosistemas o incluso a escala regional (Fahey y Knapp, 2007; Chapin *et al.*, 2011); y su variabilidad está controlada principalmente por el clima (Jobbagy *et al.*, 2002; Scwinning y Sala, 2004). En la Patagonia Norte, actualmente se utiliza el Índice de Vegetación Normalizado como una herramienta operativa para el monitoreo del impacto de las sequías en la vegetación y como insumo para la elaboración de recomendaciones de manejo ganadero (Easdale *et al.*, 2012). En este trabajo se plantea ampliar el estudio de la relación entre la temperatura, la precipitación y el IVN a escala de ecosistema y región, teniendo en cuenta también las diferentes escalas temporales en las que puede manifestarse la relación entre estas variables.

La mayoría de los trabajos realizados en la región sobre la relación entre las variaciones temporales de la productividad de la vegetación y los factores climáticos se han focalizado solo en la relación entre los valores absolutos de las variables meteorológicas observadas (temperatura y precipitación) y la productividad, dejando fuera del análisis tanto al componente de frecuencias de las series temporales de las variables meteorológicas como a los forzantes climáticos de gran escala. Algunos forzantes climáticos de gran escala tienen su origen en variaciones de la circulación oceánica, por lo tanto su evolución es lenta y su comportamiento puede ser pronosticado en la escala de tiempo estacional (como El Niño/Oscilación del Sur). Otros fenómenos son puramente atmosféricos (como la Oscilación Antártica) y su comportamiento temporal es puramente estocástico. Vincular la variabilidad del IVN a la variabilidad de estos fenómenos climáticos permitiría establecer hasta qué punto es posible la predicción de los impactos del clima sobre la vegetación, y también aportaría indicios de posibles impactos de variaciones climáticas de largo plazo en

la vegetación teniendo en cuenta los escenarios de cambio global. Por esta razón, en este trabajo se incorpora el estudio de la relación entre las variaciones del IVN y variaciones de diferentes variables atmosféricas y oceánicas (por ejemplo temperatura superficial del mar) a escala global y oscilaciones climáticas u oceánicas (por ejemplo El Niño/Oscilación del Sur).

Sobre la base de las consideraciones expuestas, en el presente trabajo se plantea abordar los distintos aspectos relativos a la relación entre la actividad fotosintética de la vegetación y las variaciones en el clima a escalas local y global. Para ello, en este trabajo doctoral proponemos las siguientes actividades:

1. Recopilación de datos climáticos en la región. Homogenización y control de calidad de los mismos.
2. Caracterización de la dinámica espaciotemporal de la temperatura y la precipitación en el norte de Patagonia.
3. Modelado de la relación entre los forzantes climáticos de gran escala y la dinámica estacional e interanual de la temperatura y la precipitación regional.
4. Caracterización de la dinámica espaciotemporal del IVN en el Norte de la Patagonia.
5. Modelado en forma cuantitativa las relaciones temporales y espaciales entre el IVN y la temperatura y la precipitación en la región.
6. Determinación de la relación entre los forzantes climáticos globales y el IVN.

En función de estos objetivos, el trabajo de tesis doctoral está organizado en 6 capítulos. En el Capítulo 1 se provee el marco teórico y los objetivos planteados en este estudio. En el Capítulo 2 se presentan las grillas de precipitación y temperatura hechas a partir de una recopilación de datos mensuales en la región. También se compara el desempeño de estas

grillas con el de otras grillas climáticas globales de uso común en la región. En el capítulo 3 se analiza la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y la temperatura (utilizando las grillas presentadas en el capítulo 2) y su relación con fenómenos climáticos de gran escala como el Niño/Oscilación del Sur. En el capítulo 4 se analiza la variabilidad espacial y temporal del IVN mediante el análisis de componentes principales, y se comparan las regiones que resultan de este análisis con clasificaciones previas de la vegetación en la región que tienen en cuenta atributos estructurales o funcionales. En el capítulo 5 se analiza la relación entre la variabilidad en el IVN y las variaciones en las precipitaciones y la temperatura, considerando diferentes escalas temporales en las que se pueden manifestar estas relaciones. Finalmente, en el capítulo 6 se aborda el estudio de la relación entre la variabilidad del IVN y las variaciones climáticas de gran escala.

Capítulo II: Nuevas grillas de precipitación y temperatura en el Norte de la Patagonia. Avances en relación de las grillas climáticas globales

2.1. Introducción

La baja densidad de estaciones meteorológicas y la falta de continuidad en sus registros representan una limitación mayor para las investigaciones en el campo de la climatología en Sudamerica (Castro *et al.*, 2013; Garreaud *et al.* 2009; Schwerdtfeger, 1976). Estas limitaciones son aún más pronunciadas en áreas remotas del continente con baja densidad de población y escasa infraestructura como la Patagonia Argentina y Chilena (Fig. 2.1a, e.g., Garreaud *et al.* 2009; Viale y Garreaud, 2015; Villalba *et al.*, 2003). Una alternativa común para superar estas limitaciones es el uso de grillas climáticas globales (por ejemplo, datos derivados de re-análisis), las cuales usualmente asimilan observaciones del Sistema Global de Observación Climática (SGOC). Sin embargo, el bajo número de estaciones meteorológicas convencionales en la Patagonia incluidas en el SGOC (Fig. 2.1b) limita seriamente la capacidad de estas grillas globales en representar el complejo clima regional, fuertemente modulado por la interacción entre el flujo atmosférico y la topografía (Rusticucci *et al.*, 2014).

Una alternativa válida a la hora de lidiar con la falta de observaciones climáticas convencionales para estudios climáticos es compilar y asimilar observaciones adicionales de estaciones no incluidas en las bases de datos globales. El número de estas estaciones meteorológicas “no convencionales”, las cuales no pertenecen a los servicios meteorológicos de Argentina ni de Chile, se ha incrementado en las últimas décadas en el Norte de la Patagonia como resultado de esfuerzos aislados de instituciones gubernamentales locales y regionales. Diversas instituciones de investigación agropecuaria y agencias de manejo de agua y energía han instalado recientemente redes de estaciones meteorológicas de superficie para su propio monitoreo climático. En este estudio, se compilaron y asimilaron estas nuevas redes de observación para mejorar, junto con las

observaciones convencionales, la resolución de la representación especial de los rasgos climáticos en el Norte de la Patagonia.

En este capítulo se describe el desarrollo de nuevas grillas mensuales de precipitación y temperatura para el Norte de la Patagonia. Se espera una representación más realista de la distribución espacial de la temperatura y la precipitación en el Norte de la Patagonia por parte de estas nuevas grillas, con el objetivo de mejorar la certidumbre en estudios climáticos, hidrológicos y ecológicos en la región. También serán de gran utilidad en estudios que relacionen el clima con atributos de la vegetación derivados de sensores remotos como el Índice de Área Foliar (IAF) o el Índice de Vegetación Normalizado (IVN; Bao *et al.*, 2015; Fleming *et al.*, 2000). Aunque el periodo considerado no es largo (14 años, desde 1997 hasta 2010), es el que permite incorporar la mayor cantidad de registros climáticos en la región de estudio. Se consideraron un total de 218 y 114 registros de precipitación y temperatura respectivamente, lo cual representa una mejora considerable comparada con el número de estaciones utilizadas por las grillas climáticas globales (Fig. 2.2). Asimismo, el período seleccionado incluye eventos climáticos singulares, como la sequía del año 1998, la cual fue la más severa registrada durante el periodo instrumental en los últimos 100 años (Masiokas *et al.*, 2008; Villalba *et al.*, 2005). También cubre los extremos de la Oscilación del Sur de los años 1997/1998, que son los eventos Niño-Niña más intensos registrados tanto durante el periodo instrumental como por las reconstrucciones climáticas de largo plazo (Mann *et al.*, 2000).

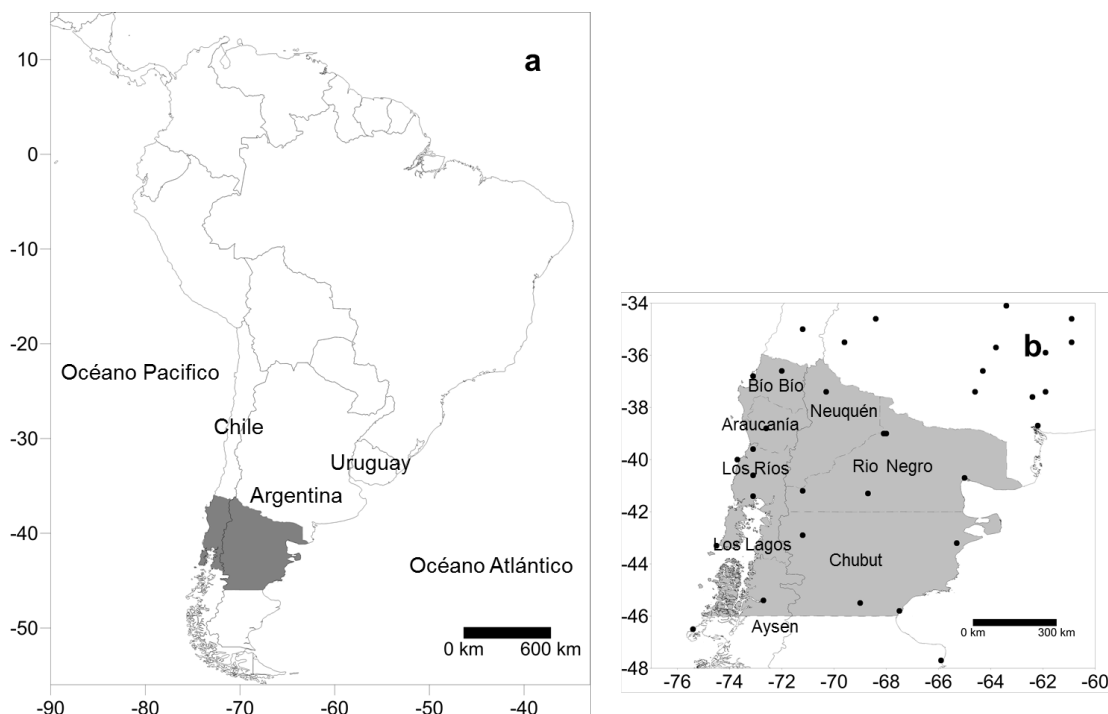


Figura 2.1. (a) Ubicación del área de estudio (área sombreada) y (b) estaciones meteorológicas incluidas en el Sistema Global de Observación Climática (SGOC). También se indican los nombres de las provincias Argentinas y las regiones Chilenas comprendidas en el Norte de la Patagonia.

2.2. Materiales y métodos

2.2.1 Datos de precipitación y temperatura

Se recopilaron datos mensuales de precipitación y temperatura de diferentes Fuentes de Argentina y Chile. En Argentina, los registros fueron provistos por 1) Servicio Meteorológico Nacional, 2) Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 3) Centro Nacional Patagónico (CONICET), 4) Departamento Provincial de Aguas (Río Negro), y 5) Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas; mientras que las fuentes Chilenas incluyeron 1) Dirección Meteorológica de Chile y 2) Dirección General de Aguas. Esta compilación, que cubre el periodo 1997-2010, incluye 218 y 114 registros de precipitación y temperatura respectivamente (Fig. 2.2). Aunque originalmente se compiló un número aun mayor de

registros meteorológicos, se descartaron aquellas series que mostraban un porcentaje de datos faltantes mayor al 15%.

Se analizó la consistencia temporal de los registros climáticos mediante al Análisis de Componentes Principales (ACP; MacQueen, 1967; Navarra y Simoncini, 2010). Al aplicar ACP, los registros climáticos fueron agrupados geográficamente de acuerdo a su comportamiento temporal. Si diferentes registros presentan un comportamiento temporal similar, probablemente pertenecerán a un mismo componente. Las series que no fueron incluidas en componentes a los cuales si pertenecen sus series vecinas fueron marcadas como sospechosas. Luego de marcar las estaciones sospechosas, se testeó la falta de homogeneidad ajustando curvas de doble masa con las cuatro estaciones más cercanas (ver ejemplo en la figura 2.3; Buishand, 1982). Los registros no homogéneos fueron excluidos de los datos a ser considerados para el cálculo de las grillas. Así, ocho y seis registros de precipitación y temperatura, respectivamente, fueron rechazados. La figura 2.2 muestra la elevación del terreno derivada del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) Aster junto con la distribución de registros de precipitación y temperatura.

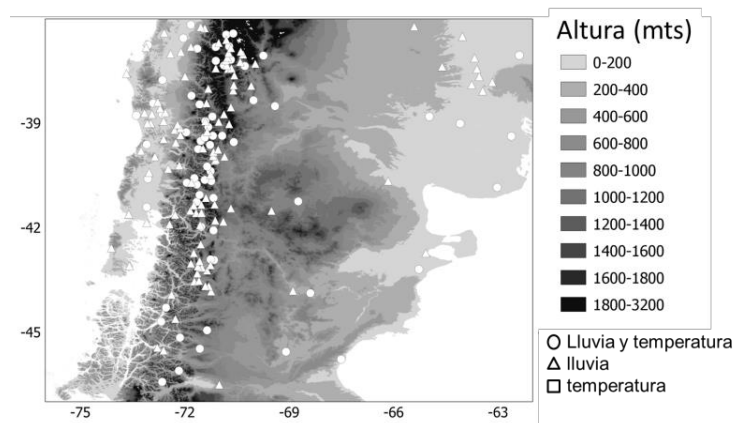


Figura 2.2. Elevación del terreno en el Norte de la Patagonia derivada del Modelo Digital de Elevación (MDE) Aster, y distribución especial de los registros de precipitación y temperatura.

Las estaciones meteorológicas seleccionadas están distribuidas en forma irregular a lo largo de la región, y mayormente concentradas a lo largo de la Cordillera de los Andes. Esta distribución irregular es un reflejo del esfuerzo de medición realizado en las cuencas altas por las compañías de generación de energía hidroeléctrica. En la Cordillera de los Andes, las variaciones en la elevación determinan la variabilidad espacial de la precipitación y la temperatura. Por este motivo, una mayor densidad de registros en este sector beneficia una mejor representación de los marcados gradientes ambientales asociados a la cordillera. La densidad de registros meteorológicos es menor al Este de 70° O. No obstante, los cambios en la elevación del terreno son menos abruptos en el Sector Este que en el Oeste. En este sector, los campos de temperatura y precipitación muestran gradientes más graduales que en el sector Oeste.

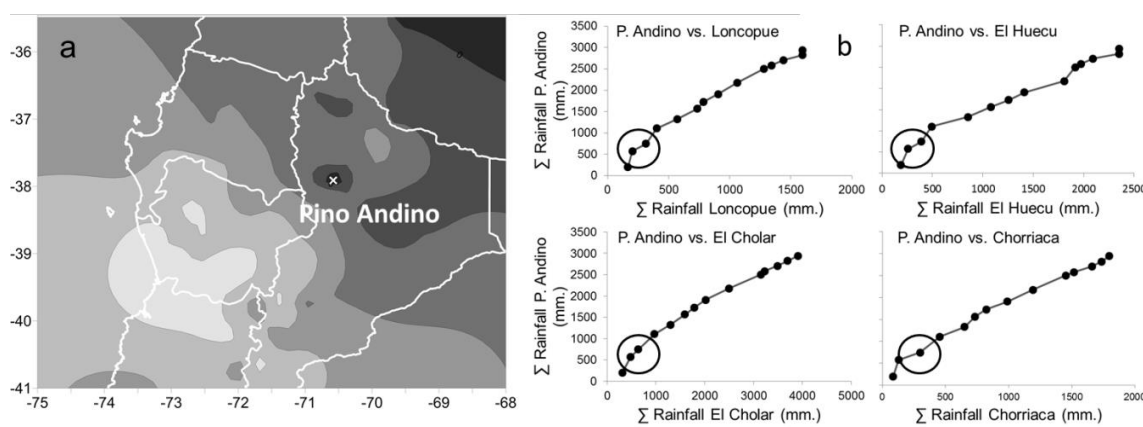


Figura 2.3. (a) Representación espacial de los loadings del CP2 de precipitación invernal (JJA). La cruz identifica una estación “sospechosa”. (b) Curvas de Doble Masa entre la estación sospechosa Pino Andino y sus cuatro estaciones más cercanas. Las estaciones con patrones similares de variabilidad muestran líneas rectas que conectan los valores de precipitación acumulada. Un salto en la línea (circulo) indica una inconsistencia en el registro de la estación sospechosa.

2.2.2 Campos espaciales de temperatura y precipitación

Las técnicas de interpolación comúnmente utilizadas para grillar datos climáticos son diversas y pueden ser clasificadas como determinísticas o geoestadísticas. La principal diferencia entre estas dos familias de técnicas de interpolación radica en los criterios utilizados para la asignación de los pesos de interpolación. En los métodos determinísticos, los pesos de interpolación dependen de la distancia geométrica entre puntos, mientras que los métodos geoestadísticos (también llamados de Kriging o Interpolación Óptima) utilizan las funciones de semi-varianza para la estimación de los pesos (Hartkamp *et. al*, 1999; Cressie, 1990; Gallardo y Maestre, 2008).

La utilización de métodos geoestadísticos para la interpolación de datos permite la incorporación de variables auxiliares, como la elevación del terreno, para la interpolación de variables primarias (Baird, 1999). En este caso, las variables primarias son la temperatura y la precipitación. Este tipo de método geoestadístico, llamado co-kriging, hace uso de la relación entre una variable auxiliar y la variable de interés (Goovaerts, 1998; Isaaks y Srivastava, 1989). Por ejemplo, la precipitación generalmente aumenta con la elevación en respuesta a los efectos orográficos mientras que la temperatura disminuye con la altura de acuerdo al gradiente atmosférico (Barry, 2013; Castro *et al.*, 2014). Basados en estas relaciones, diversos autores han utilizado la elevación como una variable secundaria para la interpolación de la precipitación y la temperatura con el método de co-kriging (Goovaerts, 2000; Ishida y Kawashima, 1993; Sarangi *et al.*, 2005). En este estudio, se aplicó co-kriging ordinario (Goovaerts, 1998) para transformar las observaciones mensuales irregularmente distribuidas en el espacio de precipitación y temperatura en grillas de 20 x 20 km. de resolución. La elevación, derivada del Modelo Digital de Elevaciones ASTER, se utilizó como variable auxiliar. El Modelo Digital de Elevaciones se degradó desde su resolución original de 30 x 30 m. a una resolución de 20 x 20 km con el objetivo de que coincida con las grillas climáticas (Fig. 2.2).

Para la interpolación de los datos meteorológicos, se dividió el área de búsqueda en cuatro cuadrantes; reteniendo en cada cuadrante un mínimo de dos y un máximo de cinco estaciones para ser incluidas en la interpolación. Dado que, en la escala mensual, los

eventos de precipitación y las intrusiones de masas de aire se superponen a los gradientes climatológicos de largo plazo, no se consideró la anisotropía en la interpolación.

2.2.3 Comparación con otras grillas climáticas globales

El desempeño de los campos de GCPN se comparó con el de otras grillas climáticas globales usando técnicas de validación cruzada entre datos observados y datos de grilla. Se computaron los estadísticos BIAS (ecuación 1), Error Absoluto Medio (EAM, ecuación 2) y Error Cuadrático Medio (ECM, ecuación 3; Isaaks y Srivastava, 1989) entre las observaciones de las estaciones meteorológicas y sus respectivos puntos de grilla más cercanos. BIAS indica el grado en que una grilla subestima o sobreestima una variable observada, mientras que EAM y ECM son una medida del error absoluto. Los estadísticos BIAS, EAM y ECM se definen de la siguiente manera:

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n r \quad (1)$$

$$Error\ Absoluto\ Medio\ (EAM) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |r| \quad (2)$$

$$Error\ Cuadrático\ Medio\ (ECM) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n r^2} \quad (3)$$

Donde:

$$r = error = x' - x \quad (4)$$

n = número de datos observacionales

\hat{x} = punto de grilla mas cercano al valor observacional

x = dato observacional

Se aplico un procedimiento de validacion cruzada con el objetivo de evaluar la calidad de GCPN. En este procedimiento, un valor observado x en una dada ubicación se remueve temporalmente del proceso de interpolacion. Se estima un valor x' utilizando los restantes valores observados. Este proceso se repite para todos los valores observados. Este procedimiento permite evaluar el ajuste entre las grillas y las observaciones como si ambas fuesen independientes entre si.

Las grillas globales seleccionadas para la comparacion con GCPN son:

1. Climate Research Unit (CRU), Universidad de East Anglia: CRU TS3.21 (Harris *et al.*, 2014). Temperatura y precipitación mensuales grilladas a una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.
2. Universidad de Delaware (UDEL), versión 3.01. Temperatura y precipitación mensuales grilladas a una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.
3. Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Precipitación mensual grillada con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$. Combina observaciones de superficie con estimaciones de satélite (Adler *et al.*, 2003).
4. Reanálisis ERA-interim. Temperatura mensual grillada con una resolución de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (Berrisford *et al.*, 2011).

Finalmente, se comparó la evolución temporal de la precipitación y la temperatura entre las diferentes grillas. Esto se realizó computando los promedios espaciales de temperatura y precipitación mensuales al Este y al Oeste de la Cordillera de los Andes, tomando el meridiano de 71° O como división. Se compararon las series temporales en ambos sectores y se evaluó la relación entre las diferentes grillas calculando en coeficiente de correlación de Pearson.

2.3 Resultados

2.3.1 Representación de patrones espaciales

2.3.1.1 Patrones espaciales de precipitación

La figura 2.4 muestra la precipitación media anual según las diferentes grillas, mientras que la figura 2.5 muestra la variación de la precipitación a lo largo de las transectas longitudinales de 38°S , 41°S y 44°S . El rasgo más notable en el campo de precipitación media anual es el marcado gradiente asociado a la Cordillera de los Andes. Este patrón es representado en forma más realista por GCPN. GCPN muestra un máximo bien definido a lo largo de las pendientes Oeste de la Cordillera de los Andes y un fuerte gradiente perpendicular a esta (Figs. 2.4d y 2.5). En contraste, las grillas globales muestran máximos aislados o no muestran máximos en las pendientes Oeste y representan gradientes

más suaves a través de la Cordillera (Figs. 2.4a-b, y 2.5). GCPN muestra la disminución más pronunciada de precipitación al Este de los Andes, reflejando el fuerte efecto de sombra de lluvia. En los mapas regionales derivados de GCPN, la precipitación de origen orográfico es representada a una distancia de hasta 100 km al Este de los Andes (Fig. 2.4d), mientras que para las grillas globales, la precipitación orográfica se extiende hasta 200-300 km al Este de la Cordillera (Fig. 2.4a-c).

GCPN muestra los mejores valores para los estadísticos de la validación cruzada (Fig. 2.4). Todas las grillas muestran valores negativos de BIAS. GCPN, no obstante, muestra el menor valor así también muestra los menores valores de EAM y ECM.

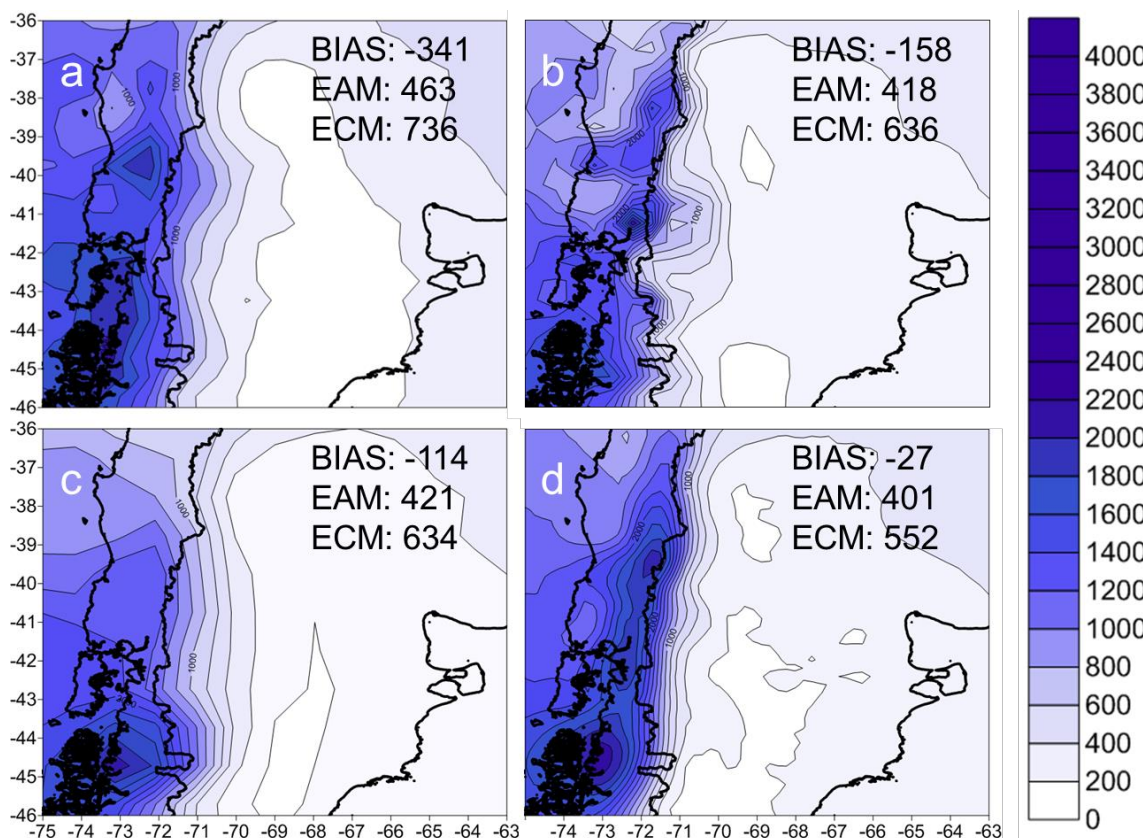


Figura 2.4. Precipitación media anual (mm) según las grillas: CRU (a), UDEL (b), GPCP (c) y GCPN (d). Se muestran también los estadísticos BIAS, EAM y ECM.

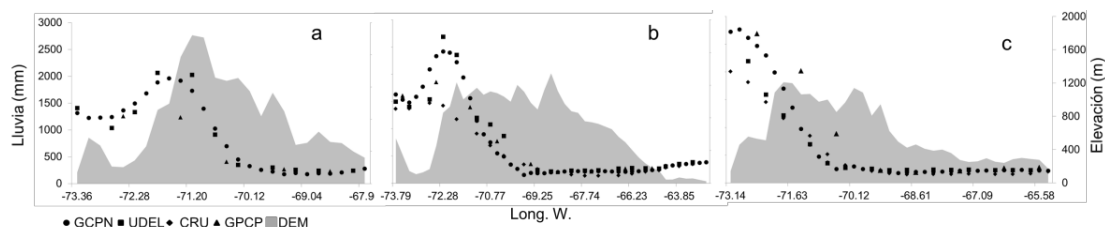


Figura 2.5. Transectas longitudinales de precipitación anual en 38°S (a), 41°S (b) y 44°S (c). Las líneas grises representan la topografía a lo largo de las transectas.

2.3.1.2 Patrones espaciales de temperatura

La figura 2.6 muestra los campos de temperatura media anual para las diferentes grillas, mientras que la figura 2.7 muestra las variaciones de temperatura a lo largo de las transectas longitudinales de 38°S, 41°S y 44°S. La temperatura muestra una fuerte relación con la elevación dado que las menores temperaturas se corresponden con las mayores elevaciones a lo largo de la Cordillera de los Andes y la Meseta Central Patagónica, mientras que las mayores temperaturas se registran en los sectores más bajos del área de estudio. Esta relación entre la temperatura y la elevación se superpone al gradiente regional Noreste-Sudoeste. A lo largo de la transecta de 38° S. (Fig. 2.7), GCPN, CRU y UDEL muestran mínimos locales sobre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de los Andes, y un máximo local sobre el Valle Central de Chile. UDEL muestra menores temperaturas en los sectores más altos de los Andes que el resto de las grillas. Las temperaturas estimadas por GCPN están por encima de las demás grillas. Desde el extremo Este de la región de estudio hasta los 67° O., las diferencias de temperatura entre GCPN y las demás grillas esta en torno a los 2° C y se incrementa hasta 4° C entre 71° y 71.5° O.

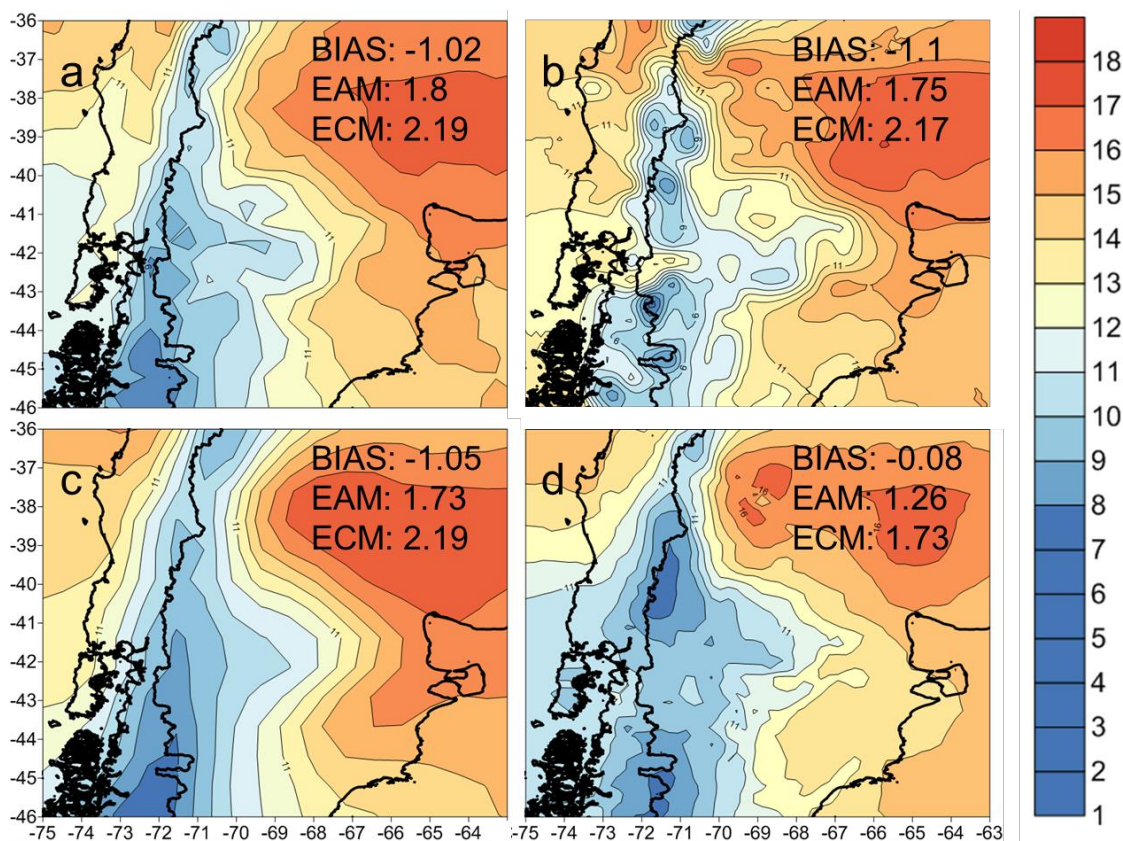


Figura 2.6. Temperatura media anual (°C) según CRU (a), UDEL (b), ERA (c) y GCPN (d). Se muestran también los estadísticos BIAS, EAM y ECM.

Al igual que con la precipitación, el patrón espacial de temperatura de UDEL se encuentra altamente perturbado sobre la Cordillera de los Andes. GCPN muestra los menores valores en los estadísticos BIAS, EAN y ECM, seguido por ERA y CRU respectivamente.

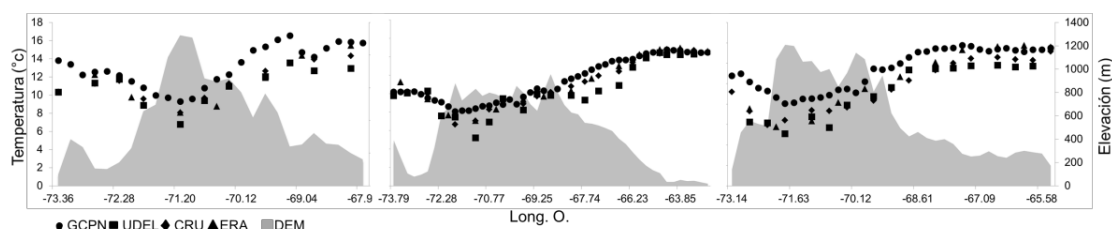


Figura 2.7. Transectas longitudinales de temperatura anual en 38°S (a), 41°S (b) y 44°S (c). Las líneas grises representan la topografía a lo largo de las transectas.

2.3.2 Representación de las variaciones temporales

2.3.2.1 Precipitación

La figura 2.8 muestra las variaciones de precipitación al Este y al Oeste de 71° O. (Este y Oeste de la Cordillera de los Andes) para el periodo 1997-2010. A grandes rasgos, todas las series muestran similares variaciones en las escalas de tiempo anuales e inter anuales. Las series de precipitación al Oeste de los Andes muestran un ciclo anual más pronunciado que las estaciones del Este. En comparación con las otras grillas globales, GCPN generalmente muestra las variaciones de precipitación más contrastantes entre los sectores Este y Oeste. Los máximos de precipitación al Oeste de 71° O. son mayores en GCPN que en el resto de las grillas. Por el contrario, los valores de GCPN al Este de 71°O. están generalmente por debajo de las otras grillas. Estos resultados indican una mejor representación del incremento de la precipitación por efecto orográfico por parte de GCPN en comparación con el resto de las grillas. GCPN muestra un aumento mas realista de la precipitación en las pendientes Oeste de los Andes y un efecto de sombra de lluvia más pronunciado hacia el Este de los Andes. Por otro lado, GPCP presenta los menores máximos de precipitación al Oeste de los Andes, y los mayores mínimos al Este.

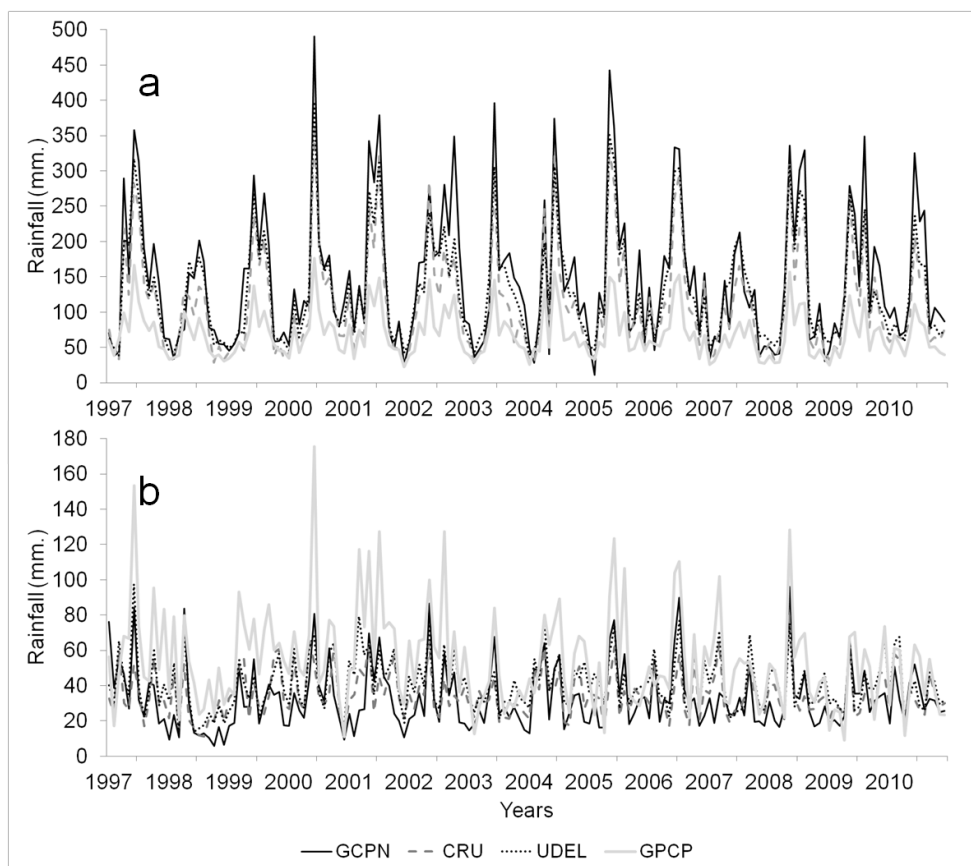


Figura 2.8. Precipitación mensual promediada en los sectores al Oeste (a) y al Este (b) de 71° O.

La tabla 1.1 muestra los coeficientes de correlación entre las diferentes series de precipitación al Oeste y al Este de 71° O. La variación temporal de las series es más homogénea al Oeste de 71° O. que al Este, esto se debe probablemente en parte a que la precipitación al Oeste es mayormente de origen estratiforme, mientras que al Este hay mayor incidencia de eventos convectivos localizados de precipitación, principalmente durante la estación cálida. GPCP muestra las relaciones más débiles con el resto de las grillas. Los coeficientes de correlación estimados para las anomalías de precipitación (removiendo el ciclo anual) muestran el mismo patrón general. (tabla 1.1b).

Tabla 1.1 Matrices de correlación entre precipitación mensual (**a**) y anomalías mensuales de precipitación (**b**) entre las diferentes grillas promediados al Oeste (izquierda) y al Este (derecha) de los Andes (71° O.). Todos los coeficientes de correlación, estimados en el intervalo desde enero de 1997 hasta diciembre de 2010, son significativos al 99.9% de nivel de confianza.

a)								b)							
Oeste	UDEL	GPCP	GCPN	Este	UDEL	GPCP	GCPN	Oeste	UDEL	GPCP	GCPN	Este	UDEL	GPCP	GCPN
CRU	0.97	0.64	0.95	CRU	0.88	0.38	0.65	CRU	0.94	0.58	0.90	CRU	0.87	0.56	0.72
UDEL	-	0.62	0.96	UDEL	-	0.50	0.71	UDEL	-	0.58	0.94	UDEL	-	0.72	0.78
GPCP		-	0.60	GPCP		-	0.79	GPCP		-	0.51	GPCP		-	0.77

2.3.2.2 Temperatura

La figura 2.9 muestra las series temporales de temperatura mensual de los sectores al Oeste y al Este de los Andes. Todas las grillas muestran una representación del ciclo anual similar en ambos sectores. En el sector Oeste se observan las mayores diferencias entre las grillas. GCPN muestra un ciclo anual más amplio que las otras grillas, con máximos entre 2° C y 3° C más cálidos y mínimas alrededor de 1° C más frías que las otras grillas.

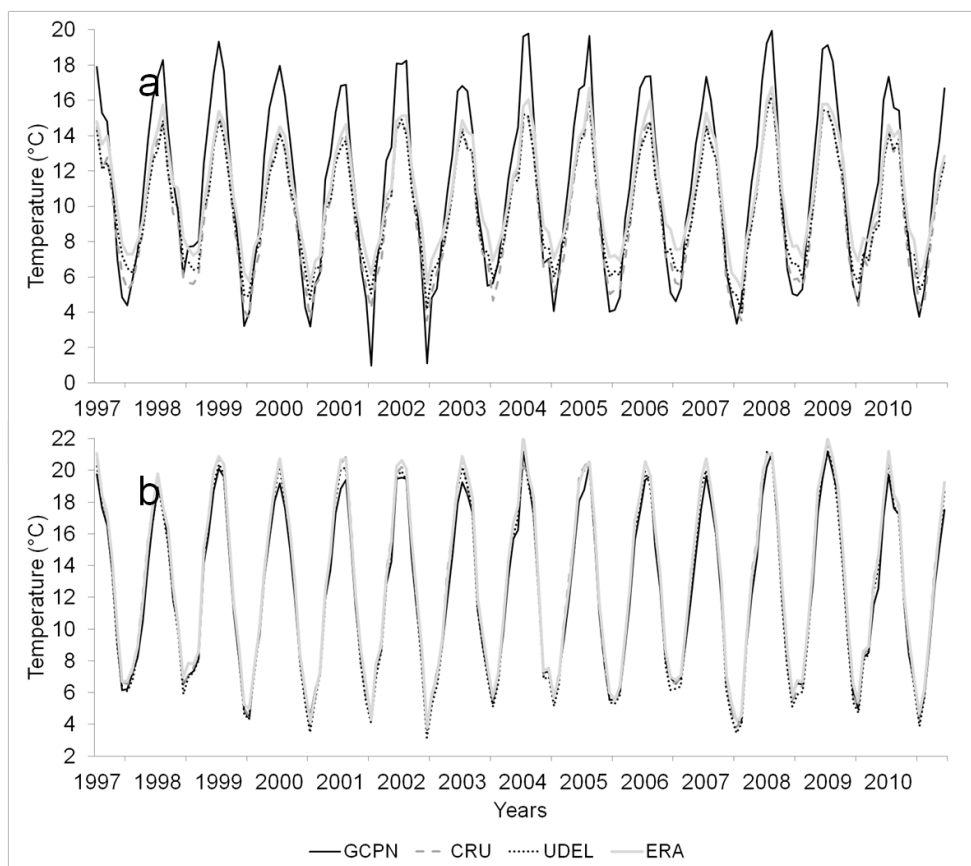


Figura 2.9. Temperatura media mensual promediada espacialmente para los sectores Oeste (a) y Este (b) de 71° O.

Todos los coeficientes de correlación son estadísticamente significativos, ligeramente menores para GCPN en el Oeste en comparación con el sector Este (tabla 2.2). Las diferencias de temperatura entre GCPN y las otras grillas son más marcadas cuando el ciclo anual es removido de las series (tabla 2.2b).

Tabla 2.2 Matrices de correlación entre temperatura mensual (a) y anomalías mensuales de temperatura (b) para las diferentes grillas promediadas al Oeste (izquierda) y al Este (derecha) de los 71° O. Todos los coeficientes de correlación son estadísticamente significativos al 99.9 % de nivel de confianza.

a)								b)							
Oeste	UDEL	ERA	GCPN	Este	UDEL	ERA	GCPN	Oeste	UDEL	ERA	GCPN	Este	UDEL	ERA	GCPN
CRU	0.99	0.99	0.98	CRU	0.99	0.99	0.99	CRU	0.96	0.96	0.78	CRU	0.97	0.96	0.92
UDEL	-	0.99	0.98	UDEL	-	0.99	0.99	UDEL	-	0.95	0.81	UDEL	-	0.97	0.94
ERA		-	0.97	ERA		-	0.99	ERA		-	0.81	ERA		-	0.95

2.4. Discusión y conclusiones

Las interacciones entre la topografía, la circulación atmosférica y la proximidad de los océanos generan grandes complejidades en los campos espaciales de precipitación y temperatura en el Norte de la Patagonia. La Cordillera de los Andes actúa como una importante barrera para la circulación atmosférica en Sudamérica y genera no solo fuertes gradientes climáticos sino también perturbaciones atmosféricas en las escalas meso y sinópticas a ambos lados de la Cordillera. (e.g. Falvey y Garreaud 2007; Viale y Nuñez 2011; Barrett *et al.*, 2009; Garreaud, 2009; Viale *et al.* 2013). El flujo de aire marítimo húmedo a través de la Cordillera de los Andes produce máximos de precipitación de hasta 4000 mm sobre las vertientes Oeste de la Cordillera de los Andes (Viale y Garreaud, 2015). Sobre la vertiente Este de los Andes, el efecto de sombra de lluvia determina un decrecimiento exponencial de la precipitación anual hasta alcanzar menos de 200 mm en la Meseta Central, ubicada aproximadamente a 60 km al Este de los Andes (Jobbagy *et al.*, 1995).

La topografía de los Andes también afecta los patrones espaciales de temperatura a través de su interacción con el gradiente atmosférico de temperatura (Barry, 2013). La temperatura generalmente decrece con la elevación, pero en algunos casos, se pueden producir inversiones en la capa límite en masas de aire frías y estables (Oke, 2002).

La topografía también modifica los patrones de temperatura al bloquear la circulación atmosférica e impedir el pasaje de masas de aire a través de una barrera montañosa. En ese sentido, Falvey y Garreaud (2009) y Villalba *et al.* (2003) documentaron tendencias de temperatura opuestas al Oeste y al Este de la Cordillera de los Andes.

Dada la complejidad de los patrones espaciales de precipitación y temperatura, la baja densidad de estaciones meteorológicas del Norte de la Patagonia incluidas en el SGOC

(Fig. 2.1) reduce notablemente la capacidad de las grillas globales de representar los rasgos locales y regionales de la variabilidad climática. Las grillas climáticas globales necesitan ser mejoradas mediante la inclusión de observaciones climáticas adicionales en la región. En este estudio se compilaron 218 y 114 registros de precipitación y temperatura respectivamente, provenientes de instituciones gubernamentales y privadas de la región. Esto representa un aumento significativo con respecto al número de registros usualmente incluidos en el SGOC. Estos datos fueron interpolados mediante la técnica de co-kriging, utilizando la elevación del terreno como variable auxiliar, para obtener grillas de precipitación y temperatura de 20 km x 20 km en el Norte de la Patagonia. Estas nuevas grillas (GCPN) representan los rasgos espaciales de los campos medios de temperatura y precipitación de una manera más realista que las grillas climáticas globales comúnmente usadas.

Se comparó a GCPN con otras grillas climáticas globales comúnmente utilizadas en la región. Las comparaciones fueron realizadas tanto para los campos medios espaciales como para las variaciones temporales en el intervalo 1997-2010. GCPN representa en forma más realista los gradientes de precipitación y temperatura a ambos lados de la Cordillera de los Andes (por ejemplo el aumento (disminución) de precipitación (temperatura) en el Valle Central de Chile, y el aumento de la precipitación desde la Meseta Central Patagónica hacia la costa Atlántica) que las otras grillas climáticas. GCPN y UDEL representan mejor la variabilidad de la precipitación asociada con la topografía (por ejemplo el decrecimiento de la precipitación en el Valle Central de Chile), probablemente debido a su mayor resolución espacial en comparación con las demás grillas.

UDEL, no obstante, muestra algunas inconsistencias en los patrones espaciales sobre la Cordillera de los Andes debido al limitado número de estaciones incluidas consideradas por esta grilla en la región. Para la temperatura, las grillas con mayor resolución espacial (GCPN, UDEL, CRU) muestran un mejor desempeño en representar los patrones espaciales que ERA, cuya resolución es de 0.75° . Se utilizaron los estadísticos BIAS, EAM y ECM para evaluar el grado de ajuste entre las diferentes grillas y los datos observados. Basados

en estos estadísticos, GCPN se desempeña mejor que las demás grillas tanto en los campos de temperatura como en los de precipitación. Las otras grillas muestran similares estadísticos entre sí.

Aunque la evolución temporal de la temperatura y la precipitación es similar entre las diferentes grillas y muestran propiedades espectrales similares (no se muestra), existen diferencias significativas en la amplitud del ciclo anual entre GCPN y las demás grillas. Las mayores amplitudes en el ciclo anual de temperatura, particularmente al Este de los Andes, podrían estar relacionadas al mayor número de registros incluidos en los radios de 20 km x 20 km usados en la interpolación de los puntos de grilla en GCPN. Las diferencias de temperatura que varían entre 2 y 4° C entre GCPN y las demás grillas muestran la relevancia de incluir toda la información disponible en regiones con fuertes gradientes ambientales como el Norte de la Patagonia.

Una importante dificultad que se encontró a la hora de grillar datos climáticos a escala regional en el Norte de la Patagonia radica en las diferencias en la interacción entre la elevación y la precipitación y la temperatura que existen en diferentes sub-regiones (montañas vs. mesetas o zonas bajas). Los fuertes gradientes Este-Oeste asociados a la Cordillera de los Andes contrastan con los gradientes relativamente suaves de la Meseta Central de la Patagonia. Las variaciones de precipitación y temperatura con la elevación están moduladas por las interacciones entre el flujo atmosférico y la topografía, las cuales son sumamente variables en la región. Estos factores complican la selección de los parámetros óptimos de interpolación, como así también el modelo de variograma, la anisotropía del radio de búsqueda y el criterio de búsqueda.

Aunque el número de registros incluidos en esta compilación excede ampliamente el número de registros incluidos en SGOC, su densidad espacial no es aun lo suficientemente alta como para representar las variaciones locales de temperatura y precipitación asociadas a la topografía, como lo hace el método de interpolación PRISM para el Oeste montañoso de los EEUU (Daly *et al.*, 1994). El método PRISM permite representar las variaciones climáticas en escalas pequeñas asociadas por ejemplo a ciclos diarios de circulación entre

valles y laderas. Estos rasgos de variabilidad climática de alta resolución requieren información climática proveniente de densas redes de medición actualmente no disponibles en la Patagonia. Dada la densidad actual de registros climáticos, el uso de la metodología de co-kriging, utilizando la elevación como información auxiliar, produce una mejora en la representación de los campos espaciales de precipitación y temperatura en el Norte de la Patagonia.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

3.1 – Introducción

En climatología, todos los fenómenos atmosféricos y/u oceánicos que fluctúan con ciertas periodicidades por encima o por debajo de un valor medio definido en el largo plazo son considerados como oscilaciones. A nivel global, las oscilaciones climáticas muestran varias periodicidades en diferentes escalas temporales (Bridgman y Oliver, 2006). La magnitud y frecuencia de las fluctuaciones climáticas estacionales, interanuales e interdecenales en una localidad resultan de la acción conjunta de modos oscilatorios del sistema climático a escalas que van desde regionales a hemisféricas (Garreaud *et al.*, 2009). En la actualidad, la mayor proporción de la variación climática de baja frecuencia (interanual a secular) y gran escala espacial (regional a sub-continental) se asimila a un número limitado de modos u oscilaciones globales de la circulación atmosférica (Quadrelli y Wallace, 2004). Los modos hemisféricos o globales de variación climática pueden localizarse en lugares muy remotos al área de estudio (Vimeux *et al.*, 2009). Estos forzantes pueden tener su origen en zonas tropicales y extender su influencia a zonas extratropicales, o pueden estar restringidos a latitudes medias y altas en cada uno de los hemisferios (Garreaud *et al.*, 2009). La capacidad de estos patrones de variación climática para estar relacionados a lo largo de grandes áreas geográficas se denomina teleconexión (Bridgman, 2006). Un ejemplo claro de teleconexión es la conocida influencia que ejerce el fenómeno El Niño/Oscilación del Sur, que tiene su origen en el océano Pacífico tropical, sobre las precipitaciones en el centro de Chile (Montecinos y Aceituno, 2003).

Las variables climáticas en el norte de la Patagonia muestran, al igual que en otras regiones del mundo, fluctuaciones en diferentes escalas temporales. En la escala sub-mensual, estas fluctuaciones tienen una periodicidad cuasi semanal asociada al pasaje de perturbaciones sinópticas (Vera, 2003; Aravena y Luckman, 2008). Al igual que en otras regiones del mundo, las variaciones inter-estacionales e inter-anales del clima en la región Patagónica se encuentran moduladas por forzantes regionales y globales (Aravena y Luckman, 2008; Garreaud *et al.*, 2009). A su vez, las fluctuaciones climáticas en la región presentan gran

dependencia geográfica. Las latitudes más bajas están influenciadas principalmente por oscilaciones que tienen su origen principalmente en los océanos tropicales (Garreaud *et al.*, 2009), mientras que en latitudes más altas el clima está asociado a fenómenos climáticos de altas latitudes como la Oscilación Antártica (Villalba, 2007).

En la próxima sección presentaremos un repaso bibliográfico de diferentes índices climáticos que ejercen, en forma directa o a través de teleconexiones, influencias sobre el clima del norte de la Patagonia. Asimismo, se documenta la variabilidad temporal de estos índices.

Índices de Circulación Atmósfera-Océano

En esta sección analizaremos la variabilidad temporal de los índices asociados a la variabilidad climática en el norte de la Patagonia incluyendo: los índices del Atlántico Tropical Sur y del Atlántico Tropical Norte (TSA y TNA en inglés) definidos por Enfield *et al.* (1999) y el Índice del Dipolo del Atlántico Sur (SAODI en inglés) tal como fue propuesto por Nnamchi y Anyadike (2011), el índice de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) Niño 3.4 de temperaturas del Pacífico tropical, la Oscilación Antártica (OAA) y un índice sub-continental definido como las diferencias de presión entre Comodoro Rivadavia y Bahía Blanca. Estableceremos la influencia de estos índices sobre diferentes variables que caracterizan la circulación y dinámica atmosférica a escala continental, y en la variabilidad de la temperatura y la precipitación en el norte de la Patagonia.

3.1.1 Índices del Océano Atlántico Tropical

Diversos trabajos analizan la influencia que la variabilidad de las Temperaturas Superficiales del Mar (TSM) en el Atlántico Tropical tiene sobre el clima del Sudeste de América del Sur. La variabilidad en las TSM en el Atlántico Tropical ha sido asociada al fenómeno Niño/Oscilación del Sur, aun cuando algunos autores la consideran independiente (Paegle y Mo, 2002, Venegas *et al.*, 1997; Diaz *et al.*, 1998). Asimismo, algunos autores discuten si esta variabilidad se manifiesta en forma de dipolo entre las TSM al Norte y al Sur del Ecuador (Enfield *et al.*, 1999; Nnamchi y Anyadike, 2011), o si la

variabilidad de las TSM en estos sectores se comporta de manera independiente (Mehta, 1998; Rajagopalan *et al.*, 1998; Enfield y Mayer, 1997).

Las TSM del Atlántico Tropical tienen influencia en la variabilidad de la precipitación del Noreste de Brasil (Marengo *et al.*, 2001) y en gran parte de la Cuenca del Plata (Paegle y Mo, 2001). Esta influencia de las TSM del Atlántico tropical en el clima del Sudeste de América del Sur puede deberse a que las TSM modulan la intensidad y la posición de la Zona de Convergencia Subtropical (ZCS) (Robertson y Mechoso, 2000; Barros *et al.*, 2000; Doyle y Barros, 2002) y la ubicación e intensidad del Anticiclón del Atlántico Sur (Gonzalez, 2013). Gonzalez *et al.* (2010) encontraron correlaciones positivas entre la precipitación invernal en la región del Comahue y las TSM en el Océano Atlántico en el sector de las costas del Sudeste de Brasil y Argentina.

Índice del Atlántico Tropical Sur

El Índice del Atlántico Tropical Sur (TSA en inglés) se calcula como la anomalía mensual en las temperaturas superficiales del mar promediadas en la caja comprendida entre el ecuador y los 20° S y entre los meridianos de 10° E y 30° W. La serie temporal de este índice muestra, en el periodo analizado (1997-2010), una autocorrelación significativa de dos meses (Fig.3.1).

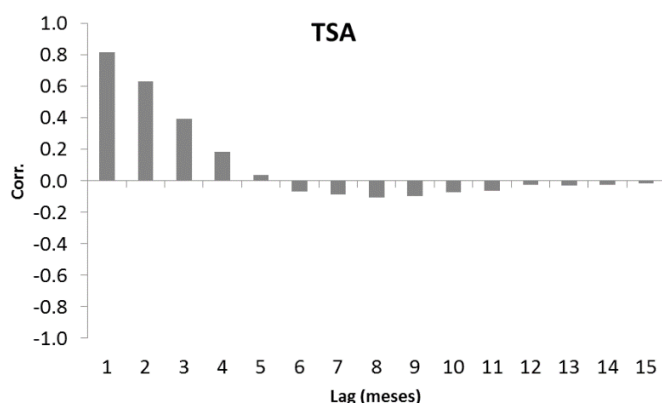


Figura 3.1. Autocorrelograma de la serie del índice del Atlántico Tropical del Sur para el periodo 1997-2010.

Los armónicos dominantes en el espectro de frecuencias de esta serie son los de 1.5 y 6.5 años (Fig.3.2). Los porcentajes de varianza explicada por estos armónicos oscilan entre el 10 y el 20 %.

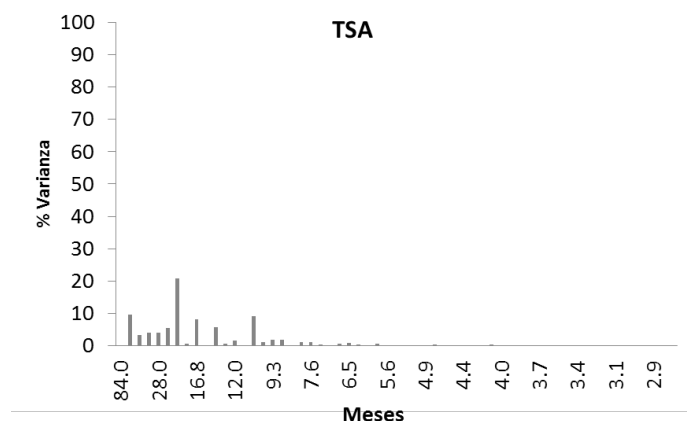


Figura 3.2. Períodograma de la serie del índice del Atlántico Tropical del Sur para el periodo 1997-2010.

Índice del Atlántico Tropical Norte

El Índice del Atlántico Tropical Norte (TNA en inglés) se define como las TSM promediadas mensualmente entre 60° O - 20° O, 6° N - 18° N y entre 20°O - 10° O, 6° N - 10° N (Penland y Matrosova , 1998). Este índice presenta una autocorrelación positiva significativa de tres meses (Fig.3.3).

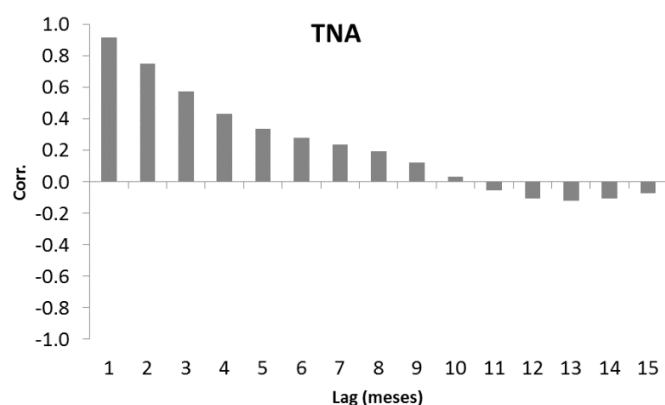


Figura 3.3. Autocorrelograma de la serie del índice TNA para el periodo 1997-2010.

El comportamiento temporal de esta serie está dominado por los armónicos de baja frecuencia de 84 meses (más del 30 % de la varianza explicada en el espectro de Fourier, Fig.3.4) y el armónico de 56 meses (10 % de varianza explicada). El armónico de 21 meses aporta un 15 % de varianza explicada.

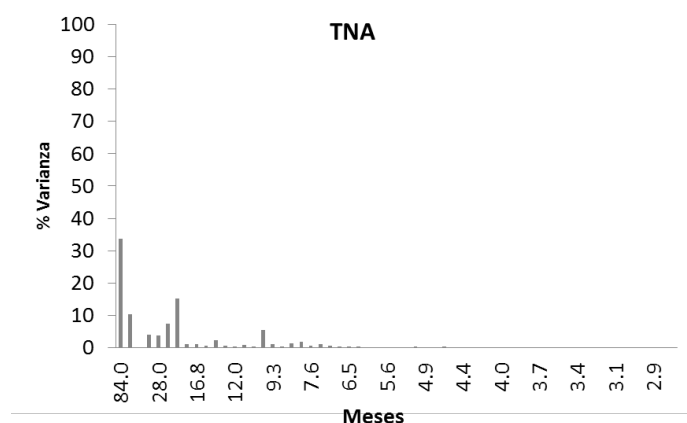


Figura 3.4. Períodograma de la serie del índice TNA para el periodo 1997-2010.

Índice del Dipolo del Atlántico Sur

El Índice del Dipolo del Atlántico Sur (SAODI, en inglés) se define como la diferencia estandarizada de las anomalías de Temperatura Superficial del Mar calculadas en las cajas comprendidas entre 1) 10° E - 20° O y 0° S - 15° S y 2) 10° O - 40° O y 25° S - 40° S (Nnamchi & Anyadike 2011). La serie temporal de este índice muestra autocorrelación positiva de dos meses (Fig.3.5).

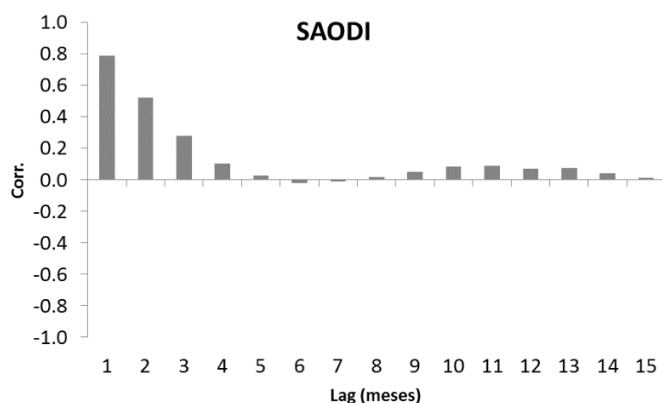


Figura 3.5. Autocorrelograma de la serie del índice del Dipolo del Atlántico Sur para el periodo 1997-2010.

El comportamiento temporal de la serie de este índice se caracteriza por la predominancia del armónico de 56 meses, el cual explica cerca del 20 % de la varianza en el espectro de frecuencias de la serie de medias móviles acumulativas de 12 meses (Fig.3.6). Los armónicos de alrededor de 16.8 y 84 meses explican porcentajes de varianza del orden del 10%.

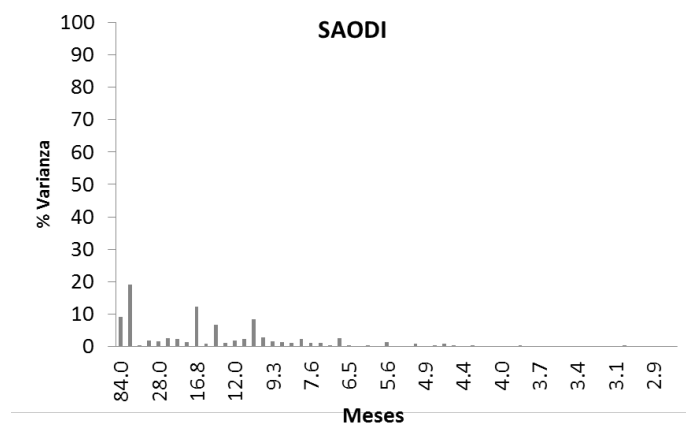


Figura 3.6. Períodograma de la serie del índice del Dipolo del Atlántico Sur para el periodo 1997-2010.

3.1.2 Índice de la Oscilación del Sur/El Niño

El fenómeno Niño/Oscilación del Sur (ENOS) es el ciclo de variación climática interanual más importante a nivel global. Este índice tiene un ciclo irregular (con un periodo entre 4 y 7 años) de calentamientos y enfriamientos de las temperaturas del mar en el Océano Pacífico tropical. Esta oscilación produce marcados efectos en el clima no solo a lo largo del Pacífico tropical, sino también en regiones alejadas de latitudes medias y altas en ambos hemisferios (Karoly, 1989; Turner, 2004). Además de los cambios observados en la zona del Pacífico tropical directamente relacionados con el ENOS, Ropewelski y Halpert (1987) han identificado regiones con anomalías de precipitación asociadas al ENOS en Australia, América del Norte, Central y del Sur, el subcontinente Indio y África.

El ENOS es uno de los principales forzantes que tienen influencia en el clima regional en el Norte de la Patagonia (Garreaud, 2009). La fase cálida de esta oscilación está asociada con precipitaciones superiores al promedio durante el invierno en la zona central de Chile entre 30° y 35° S (Aceituno, 1988) y la región del Comahue (Gonzalez *et al.*, 2010) e inferiores a la media durante el verano en la costa Pacífica entre los 38° y 41°S. Estas variaciones en la precipitación están asociadas a una migración hacia el Norte de los Storm Tracks (o Trayectorias de Tormentas) durante el invierno debido al aumento de los bloqueos en los mares de Amundsen y Bellingshausen (Renwick y Revell, 1999; Pezza y Ambrizzi, 2003); y una mayor frecuencia de anomalías positivas de la circulación anticiclónica durante el verano (Montecinos y Aceituno, 2003). Durante la fase fría se observa un patrón opuesto, con menores lluvias invernales en la zona central de Chile (Aceituno, 1988; Kiladis y Díaz, 1989; Villalba y Veblen, 1998). Garreaud *et al.* (2009) caracterizaron los patrones espaciales de temperatura y precipitación asociados a los forzantes ENOS, OAA y la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) en América del Sur. Para la región de estudio encontraron que durante los eventos El Niño las precipitaciones están por encima del promedio en la zona centro – Este del área de estudio durante las estaciones de otoño, invierno y verano. Las precipitaciones en la zona cordillerana de la Patagonia Norte son superiores al promedio principalmente durante la primavera, pero también durante el otoño y el invierno; y ligeramente inferiores en el verano durante la ocurrencia de eventos ENOS cálidos (El Niño). Durante eventos El Niño las temperaturas tienden a ser superiores a las temperaturas promedio durante las estaciones de verano y otoño e inferiores en la zona

centro del área de estudio y en la zona atlántica durante la primavera. Durante los eventos Niña se han observado patrones de precipitación y temperatura opuestos. Paruelo *et al.* (1998), Aravena y Luckman (2008) y Lara *et al.* (2008) encontraron resultados similares en cuanto a la precipitación para la zona centro – Oeste de la Patagonia: Mayores precipitaciones durante los años EL Niño en primavera, menores durante el verano; y un patrón inverso para los eventos La Niña.

Índice Niño 3.4

El índice Niño 3.4 se define como las TSM promediadas mensualmente entre 5° N - 5° S, 170° O -120° O (Bunge y Clarke 2009). La serie de este índice muestra correlaciones positivas significativas hasta para 4 meses (Fig.3.7).

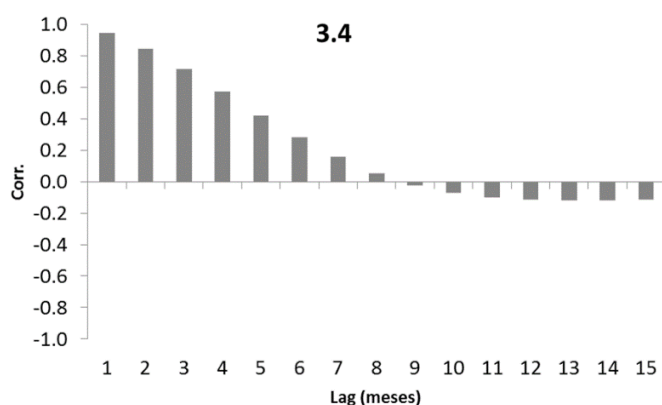


Figura 3.7. Autocorrelograma de la serie del índice Niño 3.4 para el periodo 1997-2010.

El comportamiento temporal de esta serie está dominado por el armónico de baja frecuencia de 84 meses, que explica el 20 % de la varianza en el espectro de Fourier (Fig.3.8), el armónico de 28 meses asociado con más del 20 % de varianza explicada, y los armónicos de 21 y 19 meses, los cuales explican alrededor de un 10 % de varianza cada uno.

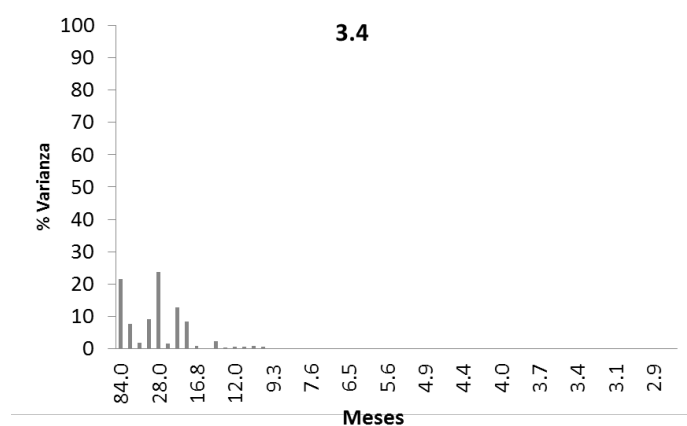


Figura 3.8. Períodograma de la serie del índice Niño 3.4 para el periodo 1997-2010.

3.1.3 Índice de la Oscilación Antártica

Los patrones dominantes de variabilidad de circulación extratropical en un rango de escalas que va desde el submensual hasta el inter-decenal en ambos hemisferios están caracterizados por estructuras simétricas (o anulares) alrededor de los polos que presentan perturbaciones de presión de signos opuestos entre las zonas polares y el anillo zonal circundante centrado alrededor de los 45° grados de latitud (Thompson y Wallace, 2000). Este patrón de variabilidad en la circulación atmosférica en las regiones extratropicales del Hemisferio Sur se conoce como la Oscilación Antártica (OAA) o Modo Anular del Sur (MAS o SAM en inglés). La fase positiva (negativa) de esta oscilación está asociada con un enfriamiento (calentamiento) significativo sobre la Antártida y Noroeste de Australia, y un calentamiento (enfriamiento) significativo sobre la Península Antártica, Argentina y Chile austral, Tasmania y Nueva Zelanda (Silvestri y Vera, 2009). La fase positiva (negativa) está asociada también a condiciones anómalamente secas (húmedas) sobre el Sur de América del Sur, Nueva Zelanda y Tasmania debido a la migración hacia más altas (bajas) latitudes de la trayectoria de las tormentas (“stormtracks”)(Gillettetal.,2006).

Silvestri y Vera (2003), encontraron que durante la primavera, la fase positiva (negativa) de la OAA está asociada a una intensificación de anomalías anticiclónicas (cyclónicas), un debilitamiento (intensificación) de la convergencia de humedad y decrecimiento (incremento) de la precipitación en el Sudeste de América del Sur.

La Oscilación Antártica (OAA) ejerce también un control significativo sobre la precipitación y la temperatura en Patagonia (Aravena y Luckman, 2008; Garreaud *et al.*, 2009; Garreaud, 2009). Las anomalías de precipitación son negativas durante la fase positiva de la OAA en la zona Sur de Chile (alrededor de los 40°S), y en la región centro – Oeste de la Patagonia Norte (Aravena y Luckman, 2008, Garreaud *et al.*, 2009). Esta disminución de la precipitación durante la fase positiva puede ser explicada en términos de una reducción del flujo del oeste en latitudes medias, lo cual se traduce en menor precipitación orográfica y frontal en la región (Garreaud, 2007; Silvestri y Vera, 2009). La fase positiva (negativa) de la OAA está asociada a aumento (disminución) de la temperatura en la Patagonia, al Sur de los 40° S. aproximadamente (Garreaud *et al.*, 2009; Silvestri y Vera, 2009).

El índice de la AAO se define como la proyección de las anomalías de 700 hpa sobre el factor dominante de variabilidad en el Hemisferio Sur (Gong y Wang, 1999). La serie temporal de este índice muestra baja autocorrelación (Fig.3.9) y el espectro de potencias (Fig.3.10) se compone principalmente de ruido blanco, con algunos aportes a la explicación de la varianza de los armónicos de 28, 21 y 10 meses (menos del 10 % de varianza explicada cada uno).

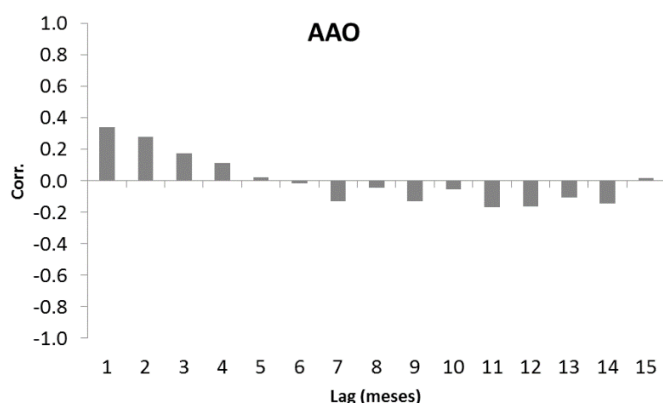


Figura 3.9. Autocorrelograma de la serie del índice AAO para el periodo 1997-2010.

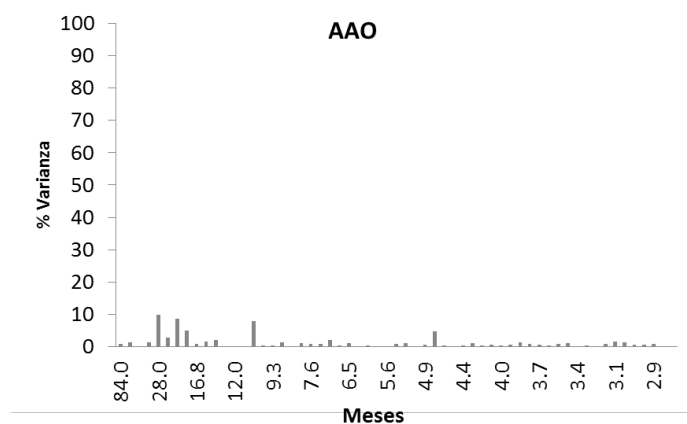


Figura 3.10. Períodograma de la serie del índice AAO para el periodo 1997-2010.

3.1.4 Índice Comodoro-Bahía

Si bien el índice de la Oscilación Antártica caracteriza la circulación zonal a escala hemisférica, puede suceder que a nivel continental o regional la circulación zonal presente anomalías de signo contrario a la fase de esta oscilación. Con el objetivo de caracterizar la circulación zonal en la región se construyó un índice calculando la diferencia de presión normalizada entre las localidades de Comodoro Rivadavia y Bahía Blanca (C-B). Un índice C-B alto (bajo) implica anomalías positivas (negativas) de presión atmosférica alrededor de los 46° S y anomalías negativas (positivas) alrededor de los 40° S; por lo tanto, también implica anomalías negativas (positivas) en la componente zonal del viento en la región. Este índice muestra una clara señal anual en su comportamiento temporal, tanto en el autocorrelograma (Fig.3.11) como en el espectro de potencias (Fig.3.12).

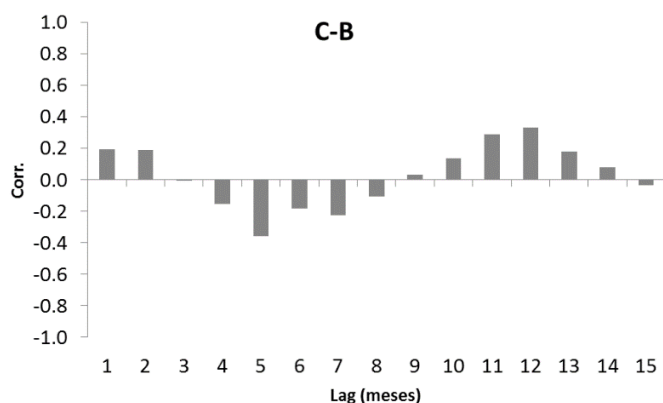


Figura 3.11. Autocorrelograma de la serie del índice C-B para el periodo 1997-2010.

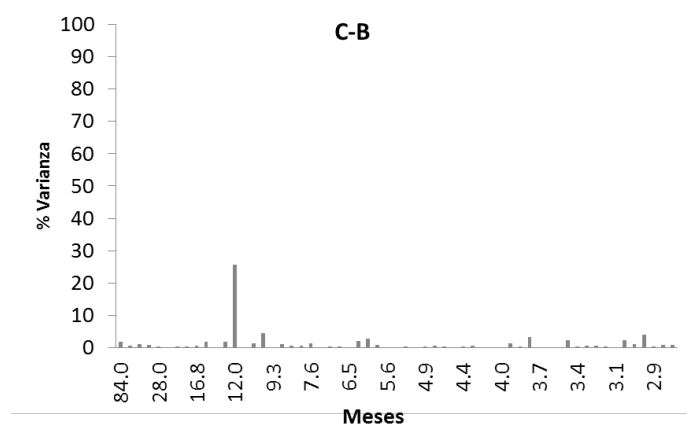


Figura 3.12.Períodograma de la serie del índice C-B para el periodo 1997-2010.

En este capítulo se propone:

- 1) estudiar las variaciones espaciales y temporales de la precipitación y la temperatura en el Norte de la Patagonia, y
- 2) estudiar la influencia de los diferentes modos de oscilación climática de escala hemisférica y global en la circulación atmosférica en la región, y sus efectos sobre la variabilidad de la precipitación y la temperatura.

3.2 - Materiales y métodos

3.2.1 Datos y metodología

3.2.1.1 Caracterización espacio-temporal de los campos de precipitación y temperatura

Los datos de precipitación y temperatura provienen de las grillas de 20 x 20 km desarrolladas específicamente para la región (Capítulo II) durante el período 1997-2010. Estas grillas fueron confeccionadas a partir de datos mensuales de 218 series de precipitación y 114 de temperatura provenientes de diferentes fuentes de Argentina y Chile. Los datos de las estaciones se interpolaron a los puntos de grilla mediante el método geoestadístico co-kriging (Isaaks y Srivastava, 1989; Goovaerts, 1998), ajustado por la altura (co-variable) de la grilla provista por un Modelo Digital de Elevación Aster (Bianchi *et al.*, 2015).

Se seleccionó el periodo 1997-2010 para los análisis, ya que durante este periodo se logró incluir el número más alto de estaciones climáticas en operación. Se eliminó la tendencia lineal tanto en los datos de precipitación como en los de temperatura, restando la recta de regresión lineal a la serie de datos originales.

A continuación, se analizó la variabilidad espacio-temporal de los campos de precipitación y temperatura a escala regional aplicando el Análisis de Componentes Principales (ACP). El ACP es un método ampliamente utilizado para identificar patrones de variabilidad temporal y espacial en datos climáticos (Barnston y Livezey, 1987; Aravena y Luckman, 2008). El ACP permite identificar los patrones dominantes de variación al reducir la dimensionalidad de los datos originales. Este método re-proyecta las series climáticas mediante combinaciones lineales a ejes ortogonales (Funciones Ortogonales Empíricas, FOE) que capturan los principales modos de variabilidad (Navarra y Simoncini, 2010; Legendre y Legendre, 2012). Los componentes principales (CPs) se rotaron utilizando la metodología de rotación Varimax. La rotación de los CPs permite obtener patrones espaciales compactos que facilitan la regionalización del área de estudio, a la vez que confiere a los CPs una mayor correlación con los datos observados (Richman, 1986; Von Storch y Zwiers, 2001). El ACP se realizó tanto con las series crudas (capturando principalmente la variación debida al ciclo anual) como con los desvíos estandarizados luego de remover el ciclo anual en las series de temperatura y precipitación (Kirchgässner *et al.*, 2012).

Luego de obtener los patrones regionales de variabilidad de las series filtradas y sin filtrar, se analizó su espectro de potencias y su auto correlación temporal (intra anual e inter anual).

3.2.1.2 Identificación de forzantes climáticos de escala hemisférica/global asociados a la variabilidad de la temperatura y la precipitación

En esta sección se exploraron los forzantes del sistema climático a escala hemisférica y global asociados a la variabilidad presente en los diferentes factores resultantes del ACP realizado a las series de precipitación y temperatura. El objetivo de este análisis es seleccionar entre los diferentes fenómenos oscilatorios climáticos conocidos aquellos que podrían tener relación con los diferentes CPs de la precipitación y la temperatura. Para esto, se realizaron composiciones estacionales para cada uno de los factores y se calcularon las correlaciones a nivel global con la altura geopotencial en 500 mb y la temperatura superficial del mar derivadas del reanálisis NCEP/NCAR.

3.2.1.3 Relación entre índices climáticos de escala hemisférica/global y series de precipitación y temperatura en el Norte de Patagonia.

Para esta sección se consideraron en total 7 índices que caracterizan la variabilidad atmosférica y/u oceánica a escalas hemisféricas o globales que podrían tener impacto en el clima de la región del Norte de la Patagonia. Se consideró un índice asociado al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS o ENSO por sus siglas en inglés): el Índice Niño 3.4 (Bunge y Clarke, 2009). Se consideraron tres índices que caracterizan la variabilidad en diferentes regiones de Océano Atlántico: el Índice del Dipolo del Atlántico Sur (Nnamchi *et al.*, 2011), los índices del Atlántico Tropical Sur y del Atlántico Tropical Norte (TSA y TNA en inglés, Enfield *et al.*, 1999). También se consideró el índice de la Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur (Gong y Wang, 1999) y la diferencia de presión atmosférica entre Comodoro Rivadavia y Bahía Blanca (índice C-B). En la tabla 3.1 se detallan los datos y la metodología utilizados para construir cada índice, y su fuente. En la figura 3.13 se muestran las regiones del océano empleadas en la elaboración de los índices oceánicos.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

Para eliminar la autocorrelación presente en los índices de circulación, se removió la tendencia lineal de todas las series de índices climáticos. Luego se analizó el componente de frecuencias tanto para las series crudas como para las series de desvíos estandarizados (que filtran solo el ciclo anual).

Para estudiar la influencia de los forzantes climáticos en la variabilidad de la lluvia y la temperatura, se analizaron las correlaciones cruzadas entre las series de Factor Scores del ACP realizado a las grillas climáticas, y las series de índices climáticos. Esto se realizó para las series de desvíos estandarizados. La influencia de los forzantes climáticos sobre la variabilidad de la temperatura y la precipitación puede ser independiente de la época del año, o puede ser más o menos intensa dependiendo de la estación (Montecinos *et al.*, 2000; Montecinos y Aceituno, 2003). Para identificar las respuestas de las variaciones de precipitación y temperatura a los índices climáticos en la escala estacional, se calcularon los patrones espaciales de correlación entre los índices climáticos y los campos de temperatura promediados trimestralmente (verano: diciembre-enero-febrero, otoño: marzo-abril-mayo, invierno: junio-julio-agosto, primavera: septiembre-octubre-noviembre).

Tabla 3.1. Índices climáticos: metodologías empleadas para su elaboración y sus respectivas fuentes.

Índice	Derivado de:	Fuente
TNA (Tropical Northern Atlantic Index)	TSM promediadas entre 5.5° N - 23.5N y 15° O - 57.5° O. HadISST y NOAA OI 1x1 dataset	Enfield et al. (1999)
TSA (Tropical Southern Atlantic Index)	TSM promediadas entre Eq-20° S y 10° E-30° O. HadISST y NOAA OI 1x1 dataset	Enfield et al. (1999)
Niño 3.4	TSM promediadas entre 5° N - 5° S, 170° O -120° O. OISST.v2 dataset	Bunge & Clarke (2009)
AAO (Antartic Oscillation)	proyección de anomalías de 700 hpa. sobre el factor dominante de variabilidad. Datos del reanálisis NCEP/NCAR	Gong & Wang (1999)
SAODI (South Atlantic Ocean Dipole Index)	Diferencia de TSM promediadas en 10° E – 20°O, 0° S – 15° S y 10° O – 40°O, 25° S – 40° S. Datos de HadISST	Nnamchi et al. (2011)
DMI (Dipole Mode Index)	Diferencia de TSM promediadas en 50° E -70° E, 10° S-10° N y 90° E-110° E, 10° S-0° N. Reynolds OV2 SST	Saji et al. (1999)
C-B (Comodoro-Bahía)	Diferencias de Presión Atmosférica en Superficie entre las estaciones Comodoro Rivadavia y Bahía Blanca	

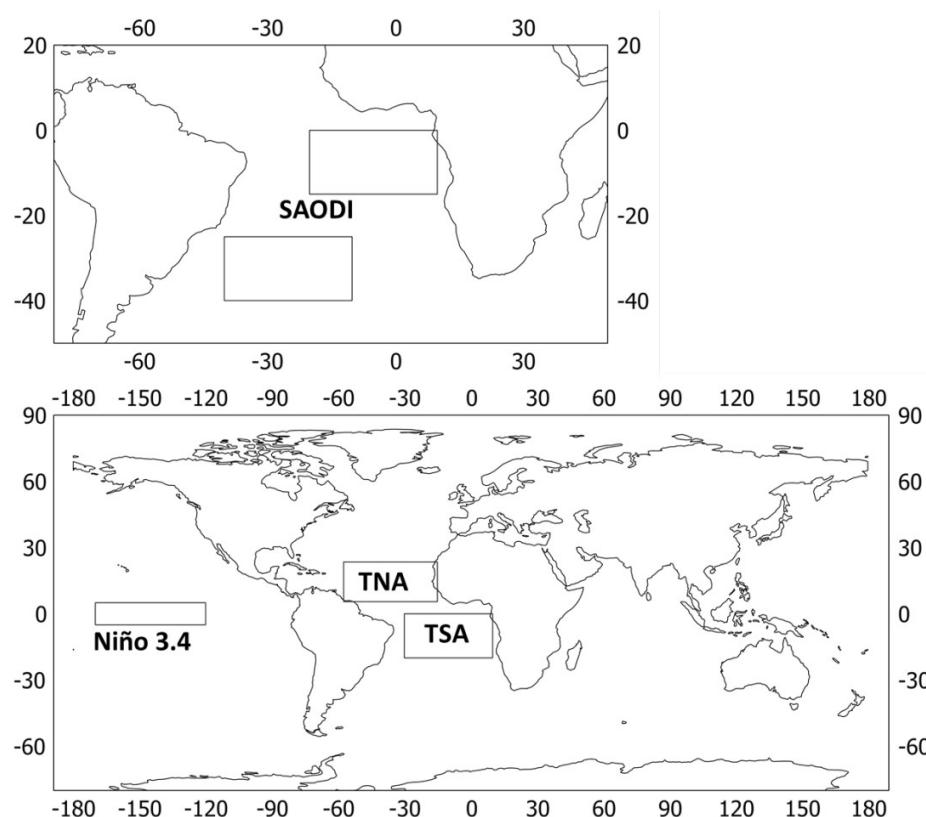


Figura 3.13. Regiones utilizadas para construir los índices oceánicos. SAODI: Índice del Dipolo del Atlántico Sur, TNA: Índice del Atlántico Tropical Norte, TSA: Índice del Atlántico Tropical Sur, Niño 3.4.

3.3 Resultados

3.3.1 Caracterización espacio-temporal de los campos de temperatura y precipitación

3.3.1.1 Precipitación

Series crudas

El ACP realizado a las series de precipitación derivadas de GCPN permite identificar cinco zonas bien definidas según su variabilidad temporal (Fig. 3.14). La figura 3.15 muestra las series temporales de cada uno de estos cuatro CPs. El primer componente (CP1PP), asociado a la región de clima mediterráneo, representa el 43% de la varianza total de la región (Tabla 3.2). Como es de esperar, este CP se caracteriza por un marcado ciclo anual que explica más del 40 % de la varianza en el espectro de potencias (Fig.3.16). El ciclo

anual tiene casi nula relevancia en la explicación de la varianza en los espectros de potencia de los factores restantes. Estos espectros de potencia están mayormente dominados por ruido blanco.

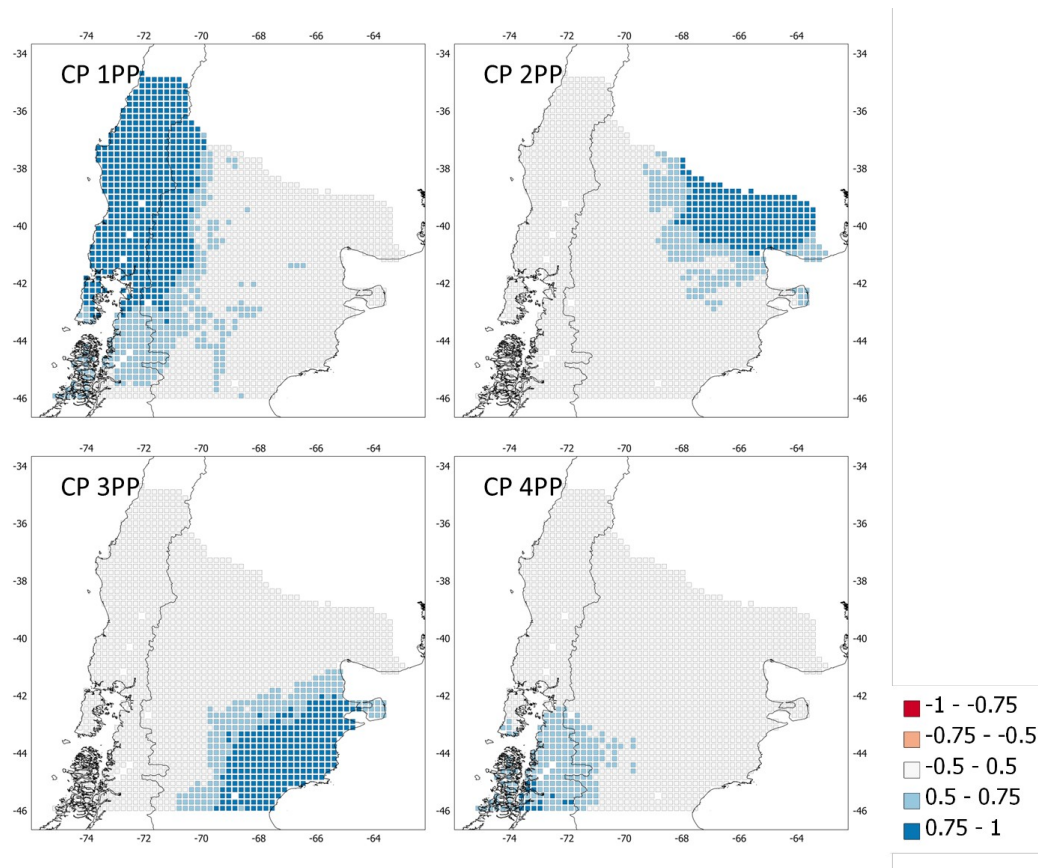


Figura 3.14. Patrones espaciales derivados del ACP (factor loadings) de precipitación mensual durante el periodo 1997-2010.

El segundo componente (CP2PP) se asocia a la variabilidad de la precipitación en el extremo Noreste de la región, coincidiendo con las Regiones Ecológicas del Monte y Monte Oriental. Este CP explica el 23 % de la varianza. El tercer componente (CP3PP) representa la variabilidad en el extremo Sudeste de la región, en torno al Golfo San Jorge, mientras que el cuarto componente (CP4PP) se asocia espacialmente con la región de climas Oceánico Subpolar y Templado Oceánico, al Sudoeste de la región de estudio. El espectro de potencias de los tres últimos CPs está dominado por ruido blanco, con casi nula contribución del ciclo anual en la varianza explicada.

Tabla 3.2. Componentes principales y varianza explicada por cada uno de ellos.

CP	Varianza (%)	
	Individual	Acumulada
1	43.14	43.14
2	23.32	66.45
3	6.95	73.40
4	4.84	78.24

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

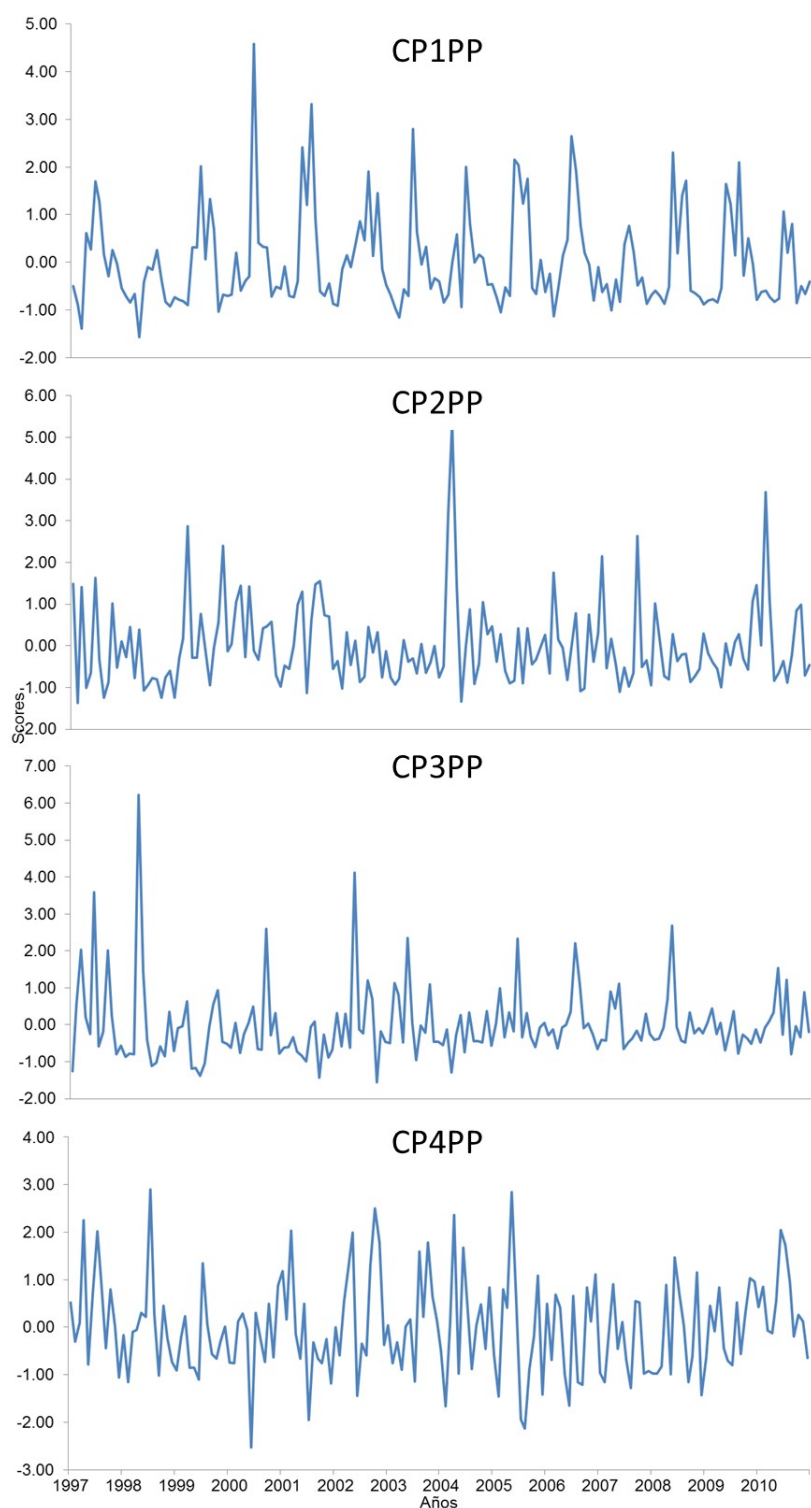


Figura 3.15. Series de amplitudes de los cuatro primeros Componentes Principales de precipitación (Factor Scores).

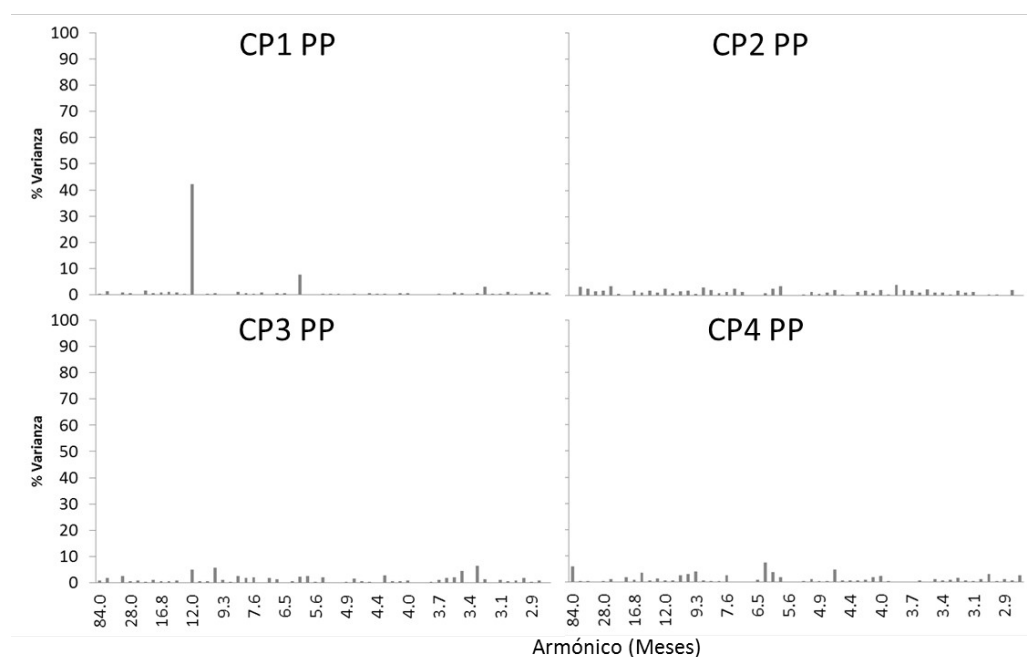


Figura 3.16. Espectro de potencia de las series de amplitudes de los cuatro primeros Componentes Principales de precipitación.

Series estandarizadas

El ACP aplicado a las series de desvíos de precipitación estandarizados por mes delimita las mismas regiones geográficas que el ACP aplicado a las series “crudas” (Fig. 3.17). Las series temporales de los CPs se muestran en la figura 3.18. El cálculo de los desvíos de precipitación mensuales filtra solo el ciclo anual (que solo tiene relevancia en la región de clima mediterráneo), pero no afecta la variabilidad intra e inter anual.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

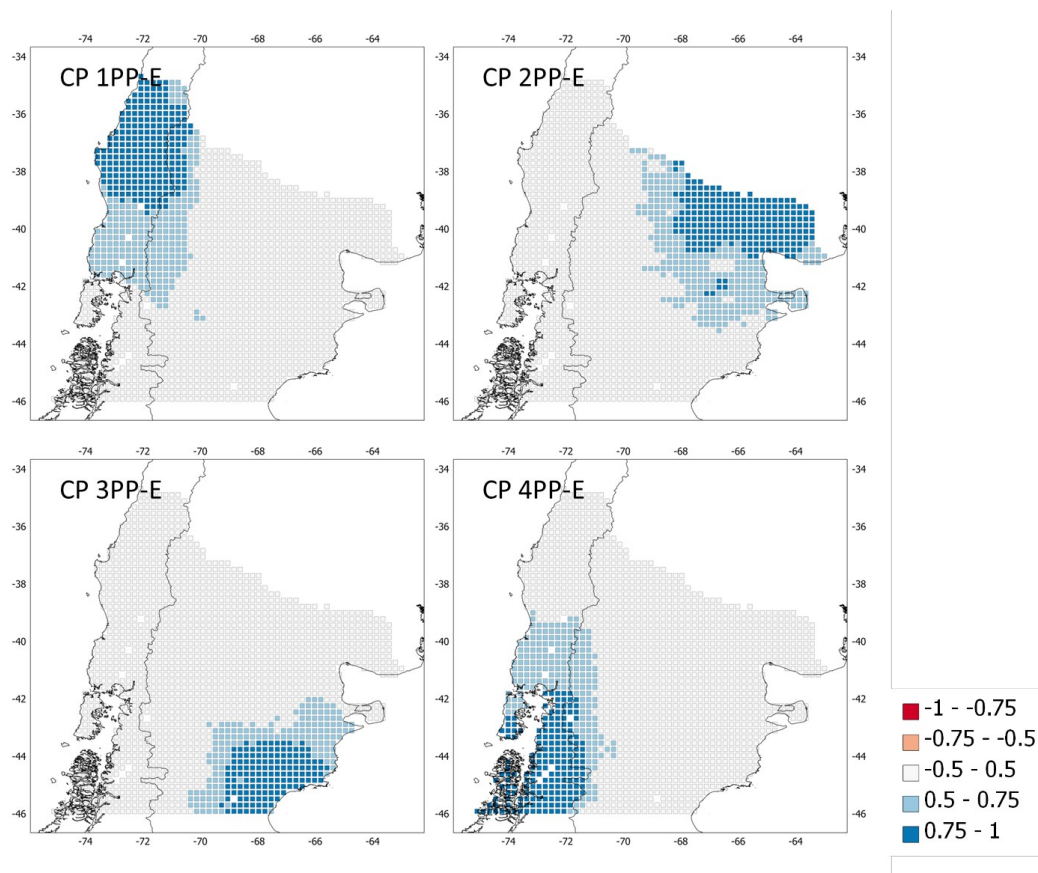


Figura 3.17. Patrones espaciales derivados del ACP (factor loadings) de los desvíos estandarizados de precipitación mensual durante el periodo 1997-2010.

Al filtrar el ciclo anual, el porcentaje de varianza explicado por el primer componente (CP1PP-E) es menor que en el caso de las series crudas (Tabla 3.3). El espectro de potencias resultante está dominado por el ruido blanco en todos los factores (Fig.3.19).

Tabla 3.3 Componentes principales y varianza explicada.

CP-E	Varianza (%)	
	Individual	Acumulada
1	28.57	28.57
2	23.26	51.82
3	7.69	59.52
4	5.50	65.01

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

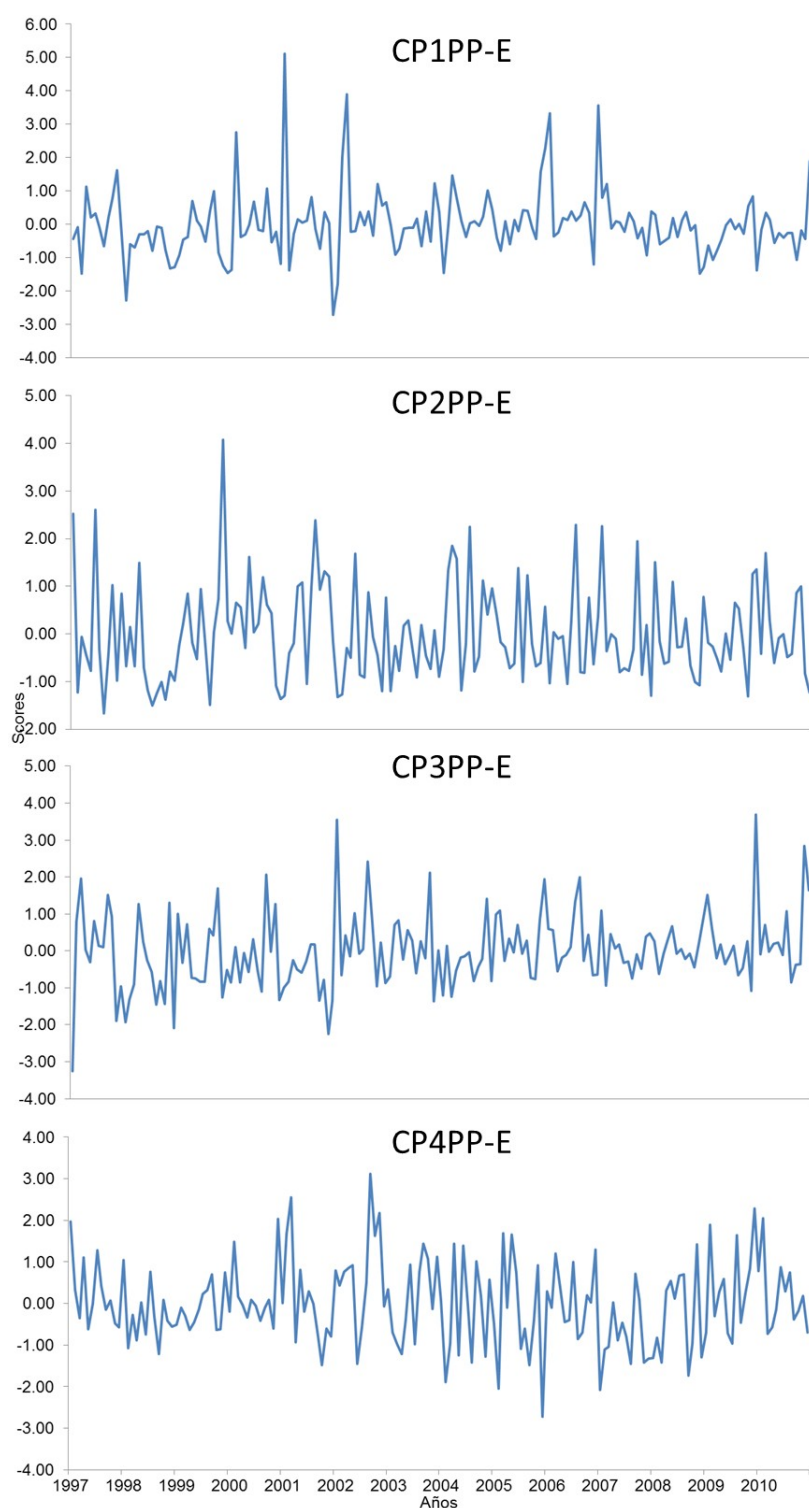


Figura 3.18. Series de amplitudes de los cuatro primeros Componentes Principales de precipitación estandarizada (Factor Scores).

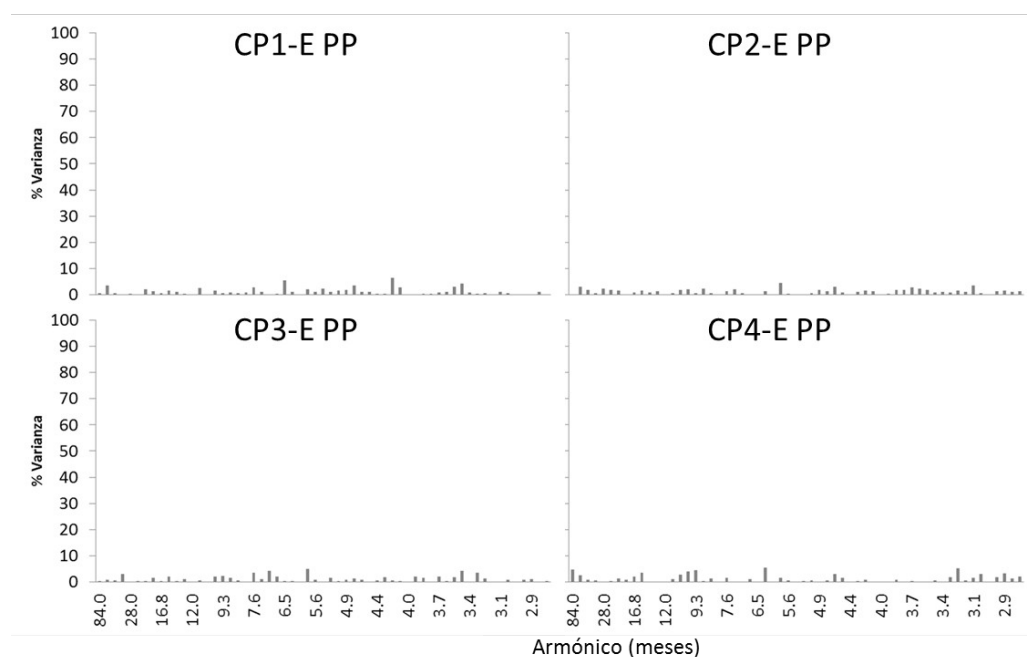


Figura 3.19. Espectro de potencia de las series de amplitudes de los cuatro primeros Componentes Principales de precipitación estandarizada.

3.3.1.2 Temperatura

Series crudas

El ACP aplicado a las series sin filtrar de temperatura mensual derivadas del GCPN muestran un fuerte patrón dominante (más del 96 % de la varianza explicada en el ACP, Tabla 3.4) que se expresa en casi la totalidad de la región de estudio (Fig.3.20), y que está dominado por el ciclo anual, el cual explica más del 50 % de la varianza (Fig.3.22). La serie de este componente (CP1T) se muestra en la figura 3.21.

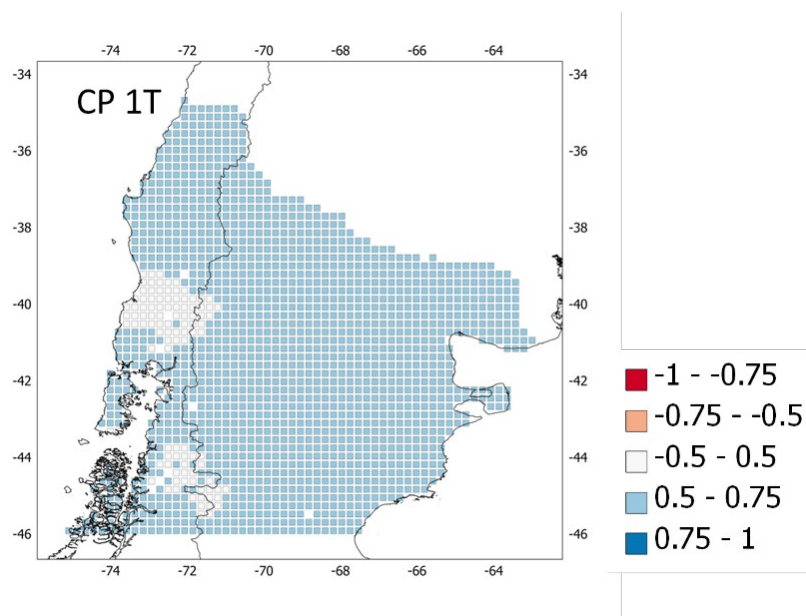


Figura 3.20. Patrones espaciales derivados del ACP (factor loadings) de temperatura mensual durante el periodo 1997-2010.

Tabla 3.4. Componentes principales y varianza explicada.

CP	Varianza (%)	
	Individual	Acumulada
1	96.38	96.38
2	0.89	97.26
3	0.78	98.05

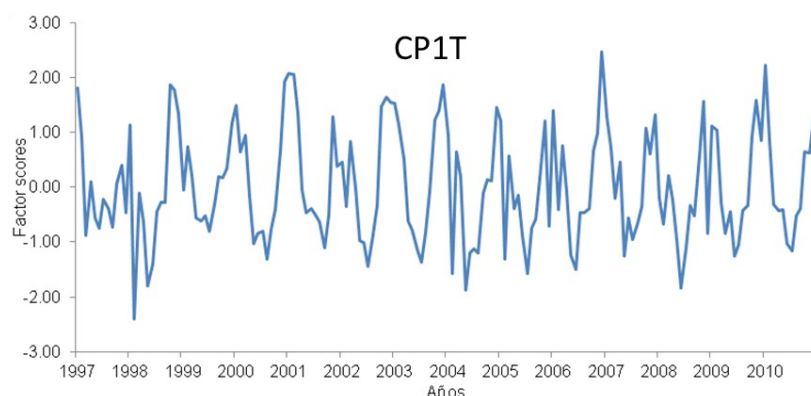


Figura 3.21. Serie de amplitudes del primer Componente Principal de temperatura (Factor Scores).

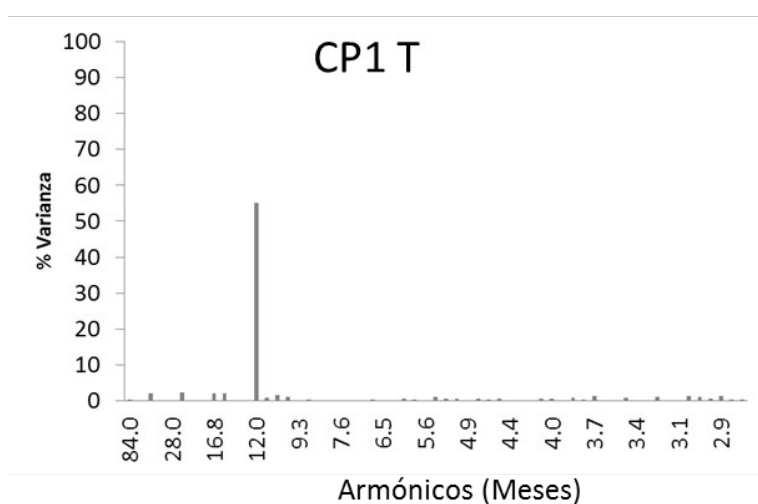


Figura 3.22. Espectro de potencia de la serie de amplitudes del primer Componente Principal de temperatura.

Series estandarizadas

Al calcular los desvíos estandarizados de temperatura por mes se filtra solo el ciclo anual de las series originales (Figs. 3.23 y 3.24). El ACP realizado sobre las series resultantes distingue cuatro zonas principales. Los espectros de potencia de estos CPs muestran más bien ruido blanco, aunque los armónicos de entre 1 y 7 años aportan pequeños porcentajes de varianza explicada (hasta 10%, Fig. 3.25). El primer componente (CP1T-E) explica el 64 % de la varianza (tabla 3.5) y representa la variabilidad de la temperatura hacia el Este de la

región, coincidiendo geográficamente con las Regiones Ecológicas de Monte y Monte Oriental. El segundo componente (CP2T-E) se expresa hacia el centro y Sur de la región, al Este de la Cordillera de los Andes hasta el Golfo San Jorge.

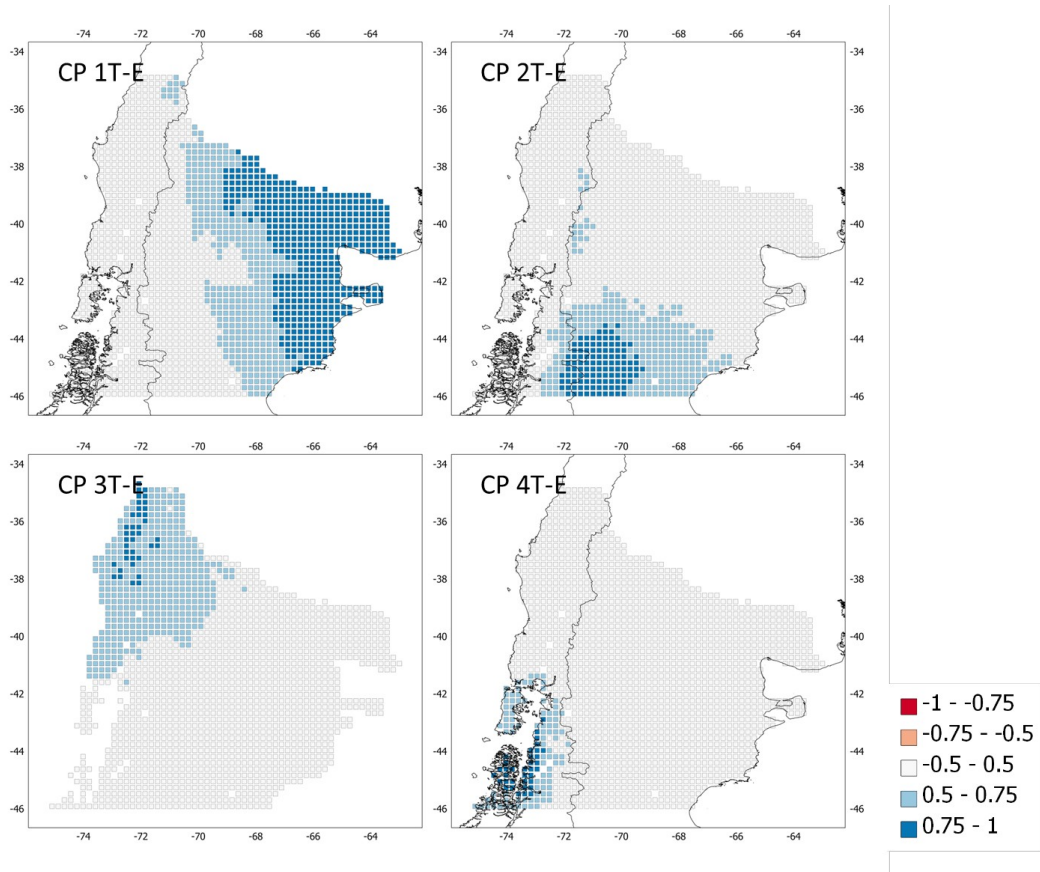


Figura 3.23. Patrones espaciales derivados del ACP (factor loadings) de desvíos estandarizados de temperatura mensual durante el periodo 1997-2010.

El tercer componente (CP3T-E) representa la variabilidad de la temperatura en la región de clima Mediterráneo. El cuarto componente (CP4T-E) se expresa hacia el Sudoeste de la región, coincidiendo con los climas Oceánico Subpolar y Templado Oceánico.

Tabla 3.5. Componentes principales y varianza explicada.

CP	Varianza (%)
----	--------------

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

	Individual	Acumulada
1	64.16	64.16
2	8.62	72.78
3	6.26	79.04
4	3.92	82.97

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

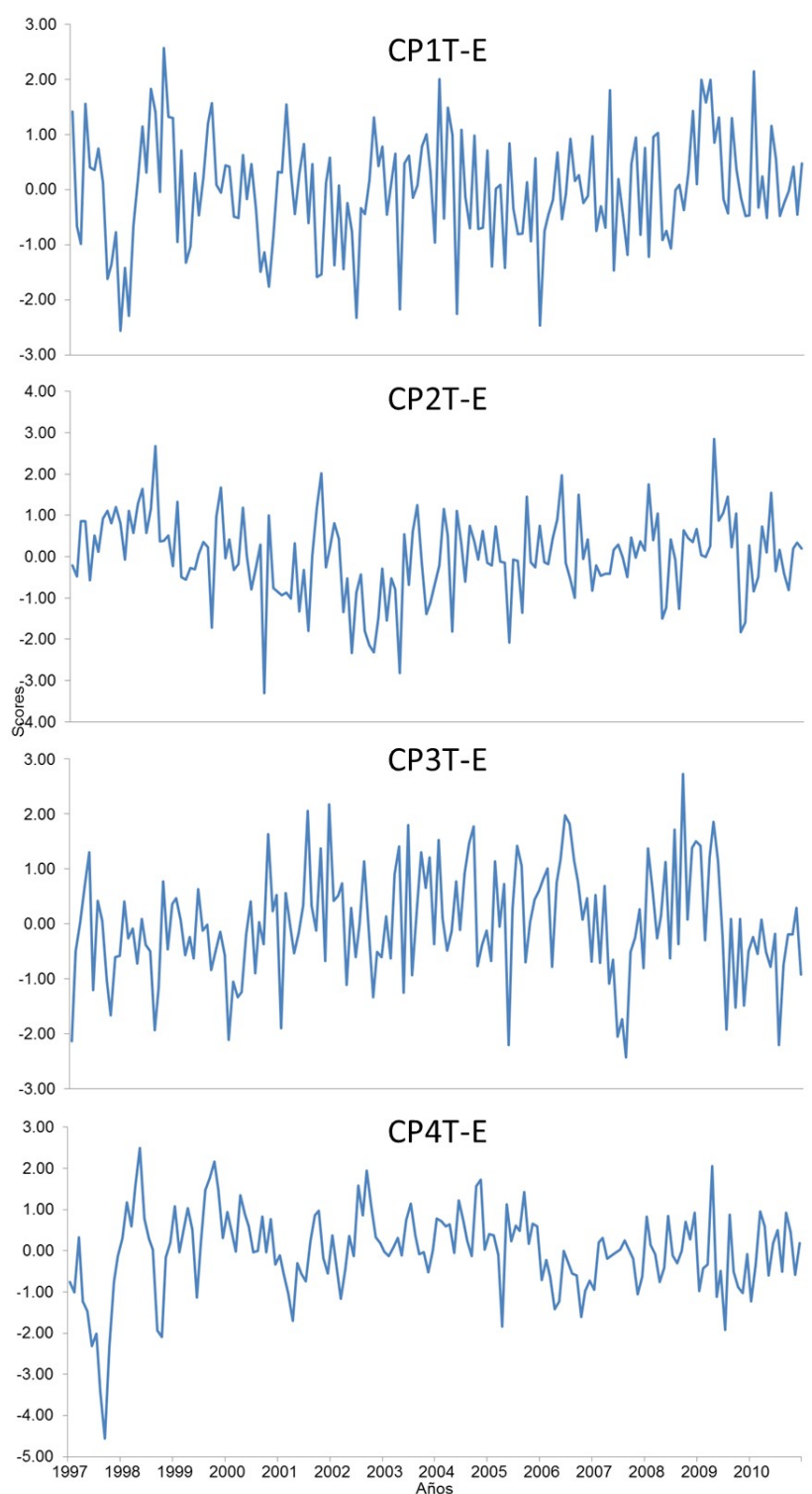


Figura 3.24. Series de amplitudes de los cuatro primeros Componentes Principales de temperatura estandarizada (Factor Scores).

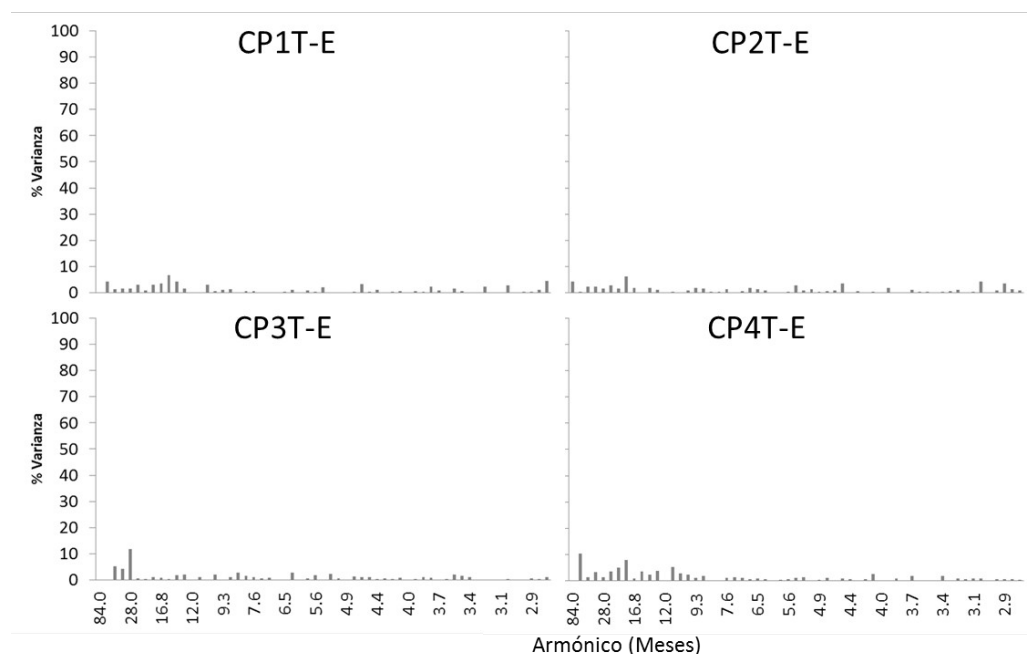


Figura 3.25. Espectro de potencia de las series de amplitudes de los cuatro primeros Componentes Principales de temperatura estandarizada.

3.3.2 Identificación de forzantes climáticos de escala global y regional

3.3.2.1 Precipitación

CP 1 precipitación

El CP1PP-E (asociado a la región de clima mediterráneo) muestra correlaciones negativas significativas con la altura geopotencial de 500 mb en latitudes medias del Hemisferio Sur sobre el Océano Pacífico particularmente durante el verano (Fig. 3.26). Este patrón contrasta con relaciones positivas estadísticamente significantes en latitudes sub-Antárticas, particularmente sobre el sector de los Mares Amudsen-Bellingshausen (70-120°W). Este patrón de contrastes en los campos de presión entre latitudes medias y altas estaría indicando una relación negativa con la Oscilación Antártica, que en su fase positiva presenta anomalías positivas de presión sobre la región con clima mediterráneo del Norte de la Patagonia.

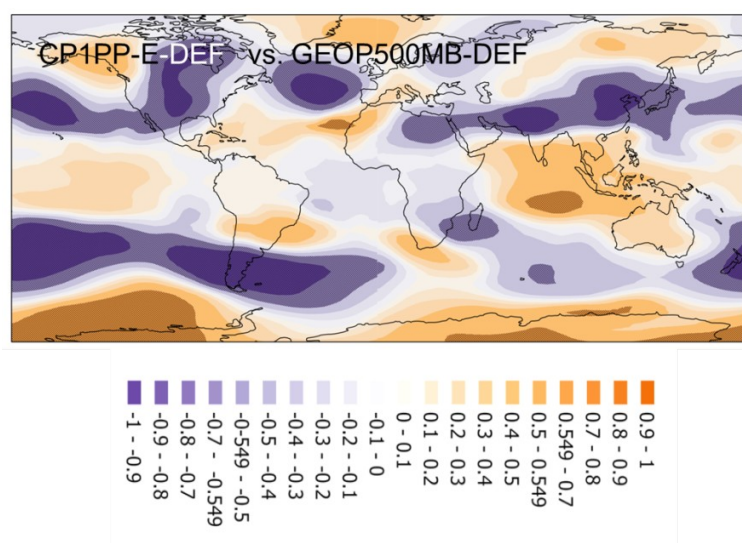


Figura 3.26. Patrones espaciales de correlación entre la altura geopotencial en 500 mb y el CP1PP-E durante el verano (DEF).

Los campos de correlaciones espaciales entre el CP1PP-E y las TSM (Fig. 3.27) muestran una inequívoca influencia del fenómeno ENOS durante la primavera; se observa una lengua de correlaciones positivas en el Pacífico ecuatorial hasta los 180° O. aproximadamente, y correlaciones negativas rodeando esta lengua, formando el clásico patrón de herradura asociado a los eventos ENSO.

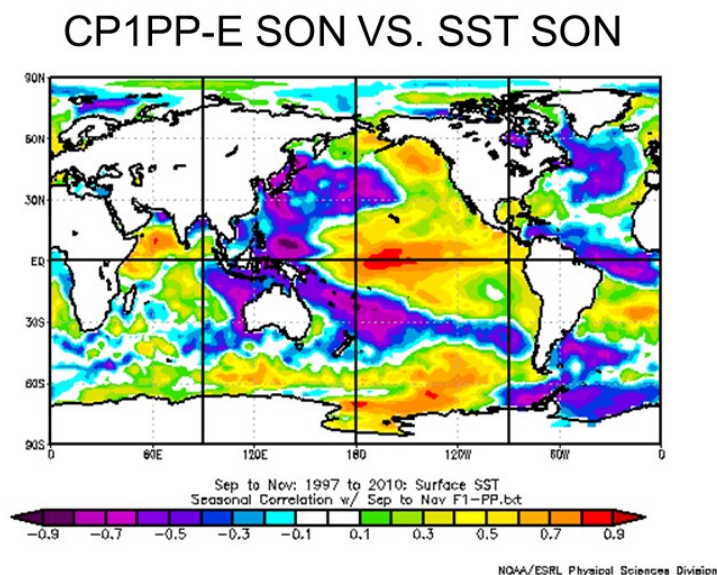


Figura 3.27. Patrones espaciales de correlación entre la Temperatura Superficial del Mar y el CP1PP-E en el norte de la Patagonia para la primavera (SON).

CP 2 precipitación

El CP2PP-E (asociado a las regiones Ecológicas de Monte Austral y Monte Oriental) muestra correlaciones negativas con la altura geopotencial de 500 mb durante el invierno en una lengua que se extiende desde la Patagonia entre los 30° y los 46° S aproximadamente hacia el Oeste (Fig.3.28).

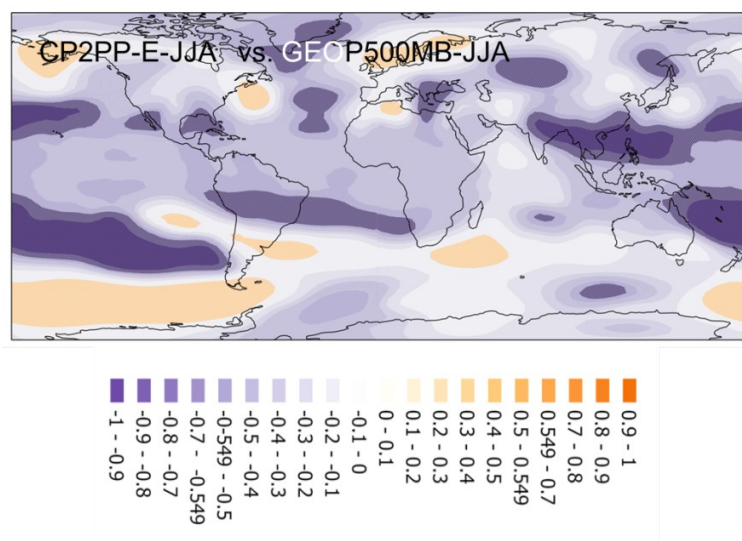


Figura 3.28. Patrones espaciales de correlación entre la altura geopotencial en 500 mb y el CP2PP-E durante el invierno (JJA).

En cuanto a las TSM, se observan correlaciones negativas con el Pacífico tropical y subtropical hacia el Este de los 120° O. (principalmente en las regiones Niño 3 y Niño 1+2) durante la primavera (Fig.3.29)

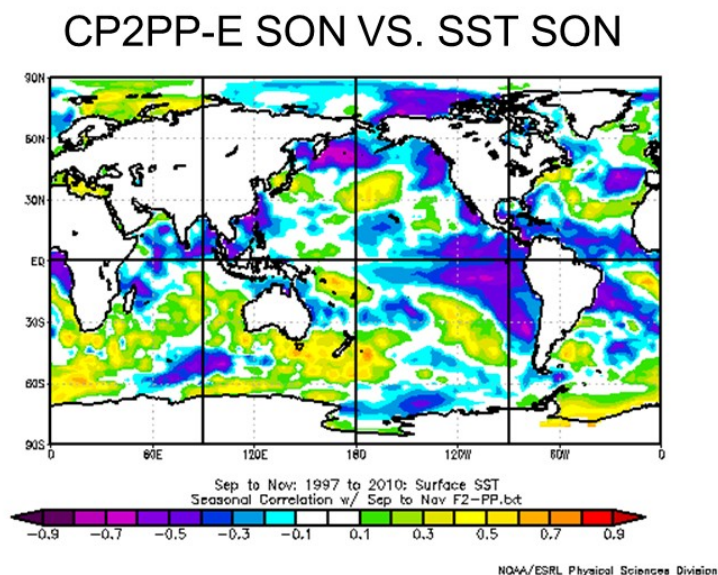


Figura 3.29.Patrones espaciales de correlación entre la Temperatura Superficial del Mar y el CP2PP-E durante primavera (SON).

CP3 precipitación

El CP3PP-E (asociado al Distrito Central del Chubut y Región Ecológica del Golfo) muestra (al igual que el CP2PP-E) correlaciones negativas con la altura geopotencial en 500 mb en invierno (JJA) en una banda latitudinal comprendida entre los 30° y los 45° S aproximadamente; y correlaciones positivas al sur de los 50° S aproximadamente (Fig.3.30).

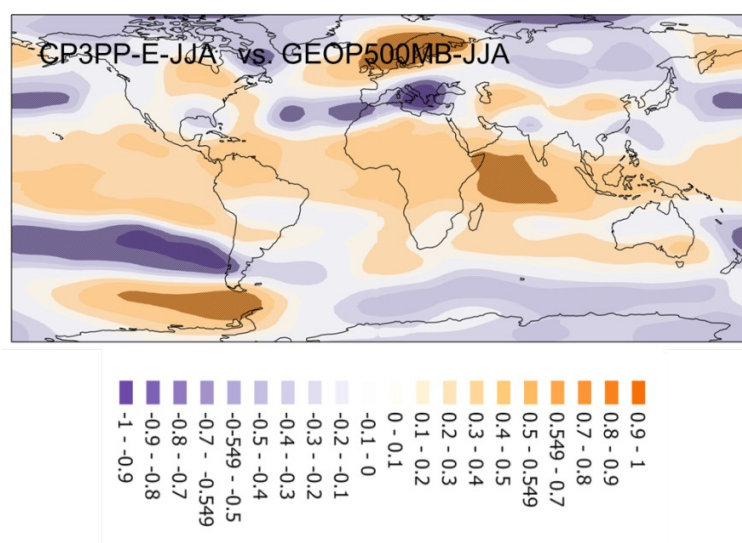


Figura 3.30. Patrón de correlación espacial entre la composición invernal (JJA) de altura geopotencial en 500 mb y la composición invernal (JJA) de la CP3PP-E.

Con respecto a las TSM, este patrón muestra correlaciones positivas (con la típica configuración del ENOS) con las TSM en Pacífico Tropical durante el invierno (Fig.3.31).

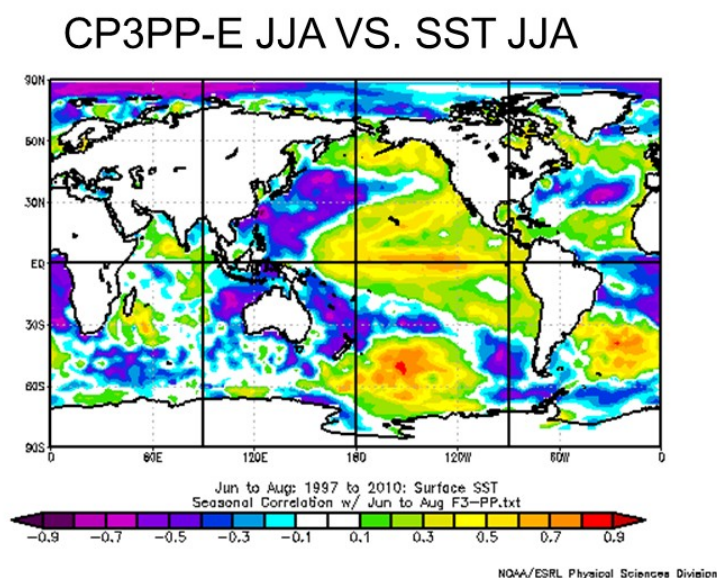


Figura 3.31. Patrón de correlación espacial entre la composición invernal (JJA) de TSM y la composición invernal (JJA) de la CP3PP-E.

CP4 precipitación

Para el CP4PP-E (asociado a la región de clima oceánico) se observan correlaciones negativas con la altura geopotencial en 500 mb. durante el invierno y la primavera (Fig. 3.32). Estas zonas de correlaciones negativas ocupan bandas latitudinales de latitudes medias (entre 40° y 50° S. aproximadamente) salvo durante el invierno, en que las correlaciones negativas se extienden a toda la región polar. Cabe destacar que a escala hemisférica se observa un cambio de signo con respecto a la influencia de la Oscilación Antártica entre el invierno y la primavera: durante el invierno se observan correlaciones negativas sobre la Antártida y positivas en algunas zonas de latitudes medias mientras que durante la primavera se observa un patrón opuesto.

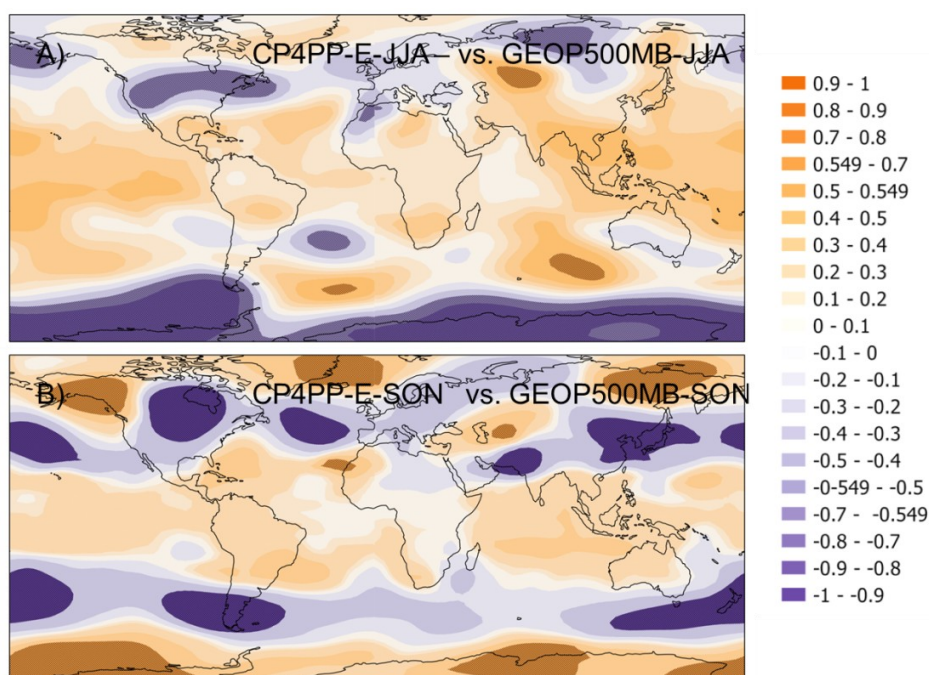


Figura 3.32. Patrones de correlación entre a) la composición invernal (JJA) de altura geopotencial en 500 mb y la composición invernal (JJA) de la CP4PP-E y entre b) la composición de primavera (SON) de altura geopotencial en 500 mb y la composición de primavera (SON) de la CP4PP-E.

3.3.2.2 Temperatura

CP 1 temperatura

Para el CP1T-E (asociado a las regiones Ecológicas de Monte Austral y Monte Oriental) se observan correlaciones positivas con la altura geopotencial sobre la región y negativas al Sur de los 50° aproximadamente en todas las estaciones (Fig.3.33). Durante el verano se observan correlaciones negativas en toda la región intertropical, siendo las correlaciones más fuertes sobre los océanos Pacífico e Índico.

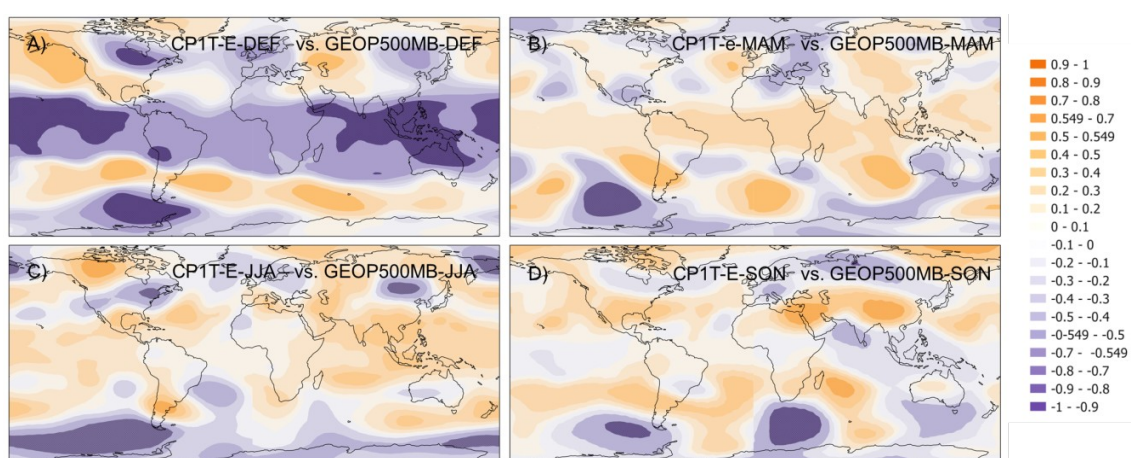


Figura 3.33. Patrones espaciales de correlación entre composiciones estacionales de altura geopotencial en 500 mb y el CP1T-E.

Con respecto a las TSM, se observan correlaciones negativas con el Pacífico tropical para el verano y la primavera (más intensas durante el verano, Fig. 3.34). Este patrón es consistente con el observado para las alturas geopotenciales de 500 mb, en los cuales se puede observar el patrón de circulación denominado Pacific-South American que se establece durante los eventos ENOS. Para el invierno, la temperatura está positivamente correlacionada con las TSM en las zonas aledañas a la costa patagónica.

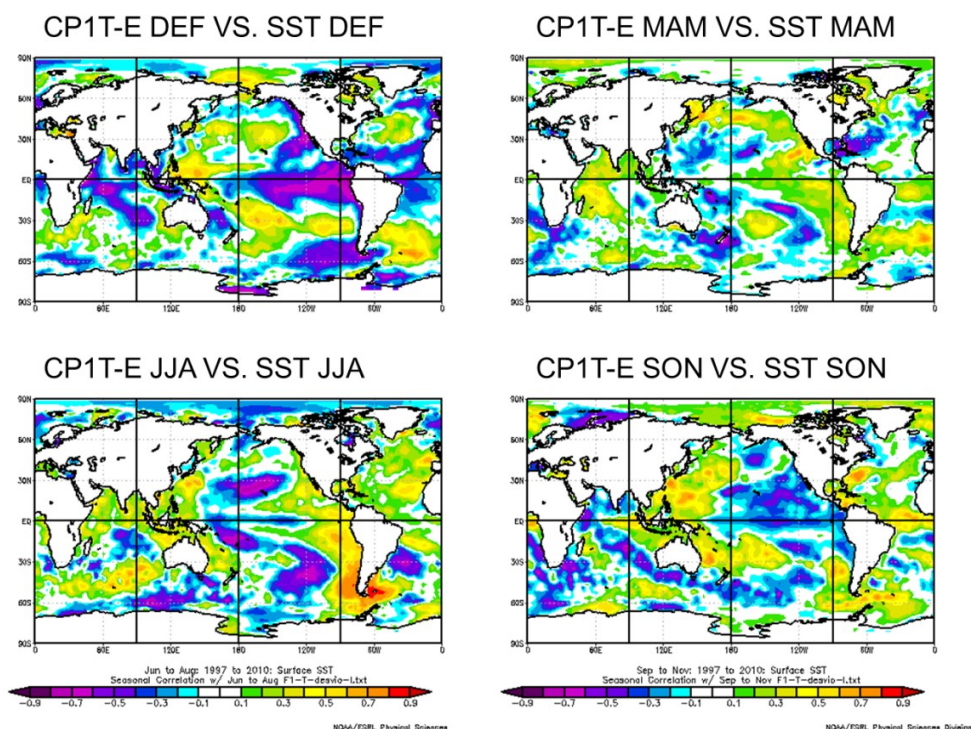


Figura 3.34. Mapas de correlación entre composiciones estacionales de Temperatura Superficial del Mar y el CP1T-E.

CP 2 temperatura

El CP2T-E (Sudoeste de la región de estudio) se correlaciona positivamente con la altura geopotencial sobre la región de estudio y negativamente con esta variable sobre el continente antártico (Fig. 3.35). Este patrón estaría indicando una correlación positiva entre la temperatura y la Oscilación Antártica.

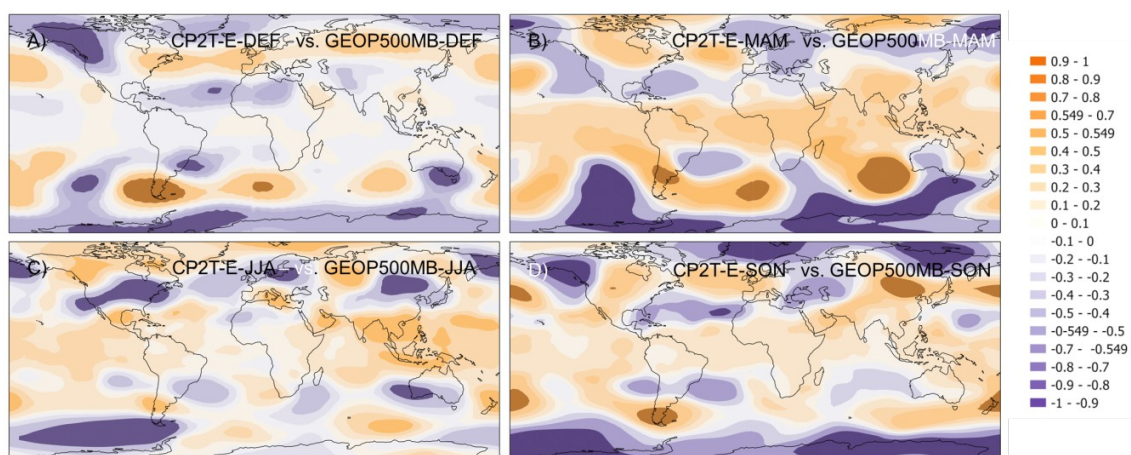


Figura 3.35. Mapas de correlación entre composiciones estacionales de altura geopotencial en 500 mb y el CP2T-E.

Al igual que el CP1T-E, se observan correlaciones positivas entre la temperatura y las TSM en las regiones aledañas a la costa patagónica durante el invierno (Fig. 3.36).

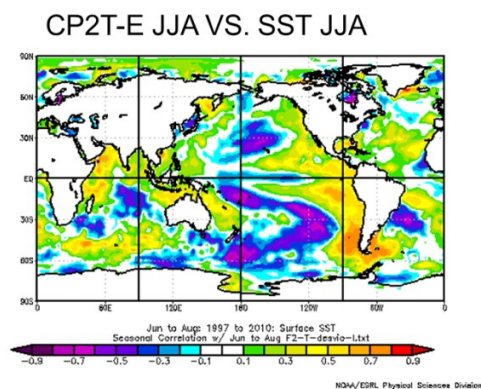


Figura 3.36. Patrón de correlación espacial entre la composición invernal (JJA) de TSM y la composición invernal (JJA) de la CP2T-E.

CP 3 temperatura

El CP3T-E (asociado a la región de clima mediterráneo) se correlaciona positivamente con la altura geopotencial en 500 mb. sobre la región de estudio durante las cuatro estaciones (Fig. 3.37).

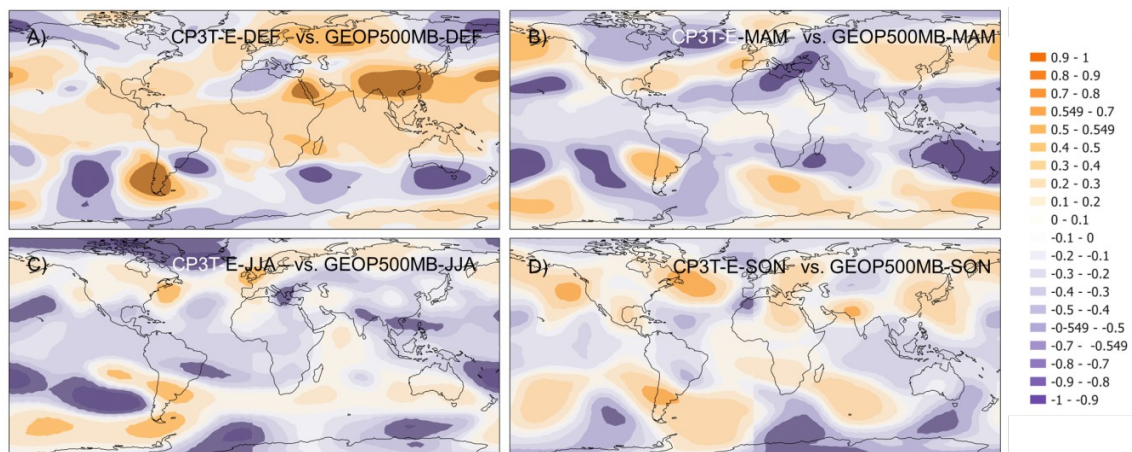


Figura 3.37. Mapas de correlación entre composiciones estacionales de altura geopotencial en 500 mb y el CP3T-E.

Este CP muestra correlaciones negativas con las TSM en el Pacífico tropical durante la primavera (Fig.3.38).

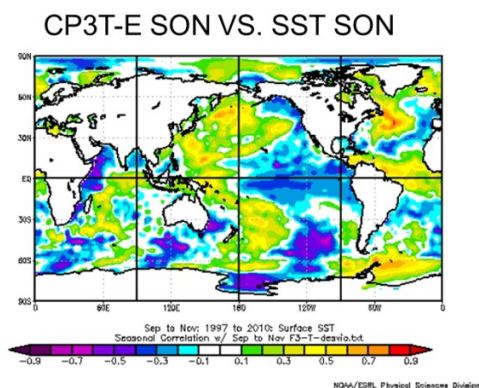


Figura 3.38. Patrón de correlación espacial entre la composición de primavera (SON) de TSM y la composición de primavera (SON) de la CP3T-E.

CP 4 temperatura

El CP4T-E (asociado a la región de clima oceánico) se correlaciona positivamente con la altura geopotencial de 500 mb. sobre la región (Fig. 3.39). Para el verano y el otoño se observan también correlaciones positivas (aunque débiles) sobre el continente antártico.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

Para la primavera se observan correlaciones negativas en la banda de latitudes intertropicales (entre los 20° N. y los 20° S. aproximadamente).

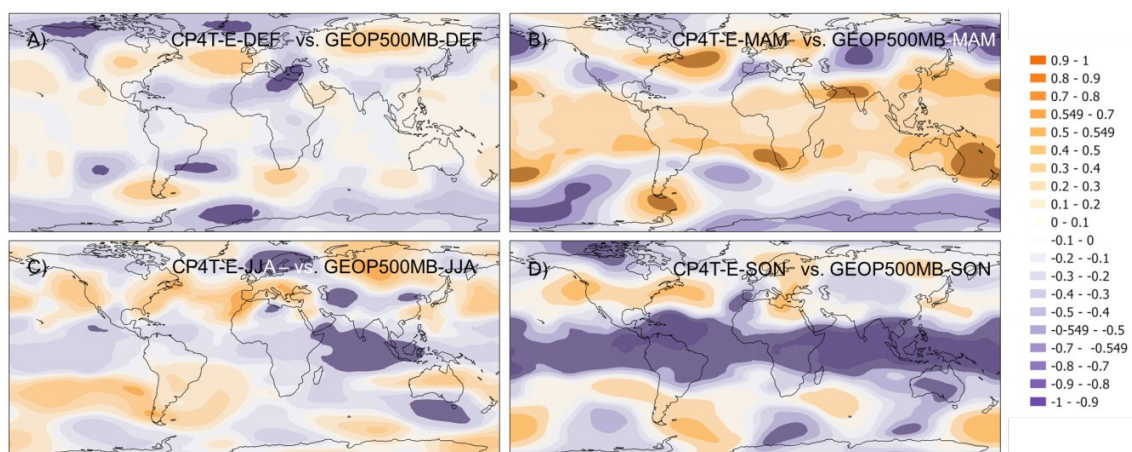


Figura 3.39. Mapas de correlación entre composiciones estacionales de altura geopotencial en 500 mb y el CP4T-E.

Este CP muestra correlaciones negativas con las TSM en el Pacífico tropical durante el invierno y la primavera (Fig.3.40).

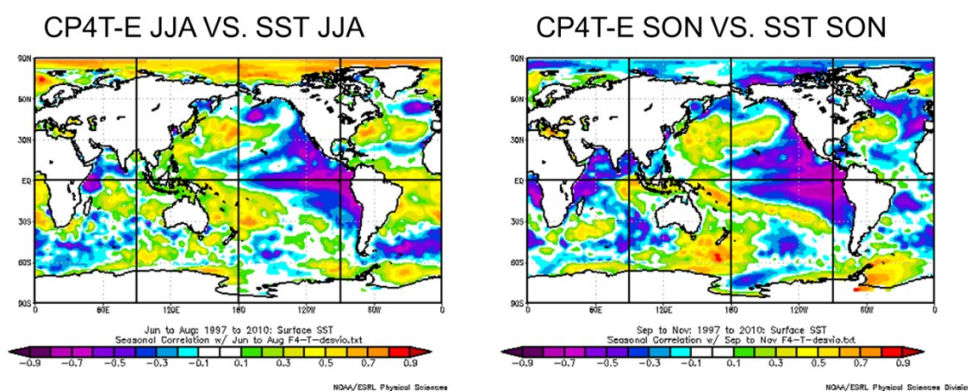


Figura 3.40. Patrones de correlación espacial entre la composición invernal (JJA) de TSM y la composición invernal (JJA) de la CP4T-E (izquierda) y entre la composición de primavera (SON) de TSM y la composición de primavera (SON) de la CP4T-E (derecha).

3.3.3 índices climáticos y su relación con la variabilidad temporal de la lluvia y la temperatura

En esta sección se documenta la influencia de los índices climáticos en la variabilidad de la precipitación y la temperatura en la región a través de: 1) mapas de correlaciones entre composiciones trimestrales de los índices y las variables climáticas 2) correlaciones entre las series temporales de los CPs y los índices climáticos. Además, con el objetivo de comprender en forma mecanicista la relación entre los índices climáticos y las variaciones de precipitación y temperatura se estudiara el impacto de los índices climáticos en cuatro variables que caracterizan la circulación y dinámica atmosférica a escala continental: la altura geopotencial de la superficie de 500 mb, la presión atmosférica en superficie, y el viento meridional y zonal al nivel de 850 mb.

3.3.3.1 Índice del Atlántico Tropical Sur

Relación entre TSA y la precipitación

La figura 3.41 muestra el mapa de correlación entre el índice TSA y los campos de precipitación derivado de las grillas GCPN para el trimestre JJA (invierno). Esta es la señal más clara que se identificó entre TSA y los campos de precipitación.

La figura 3.42 muestra las regresiones entre el índice TSA y las componentes meridional y zonal del viento en 850 mb durante el invierno. Se puede observar que los valores más altos (bajos) del índice TSA están asociados a una intensificación (debilitamiento) del viento Oeste en casi toda la Patagonia, y una intensificación (debilitamiento) del viento Sur en el Noroeste de la Patagonia.

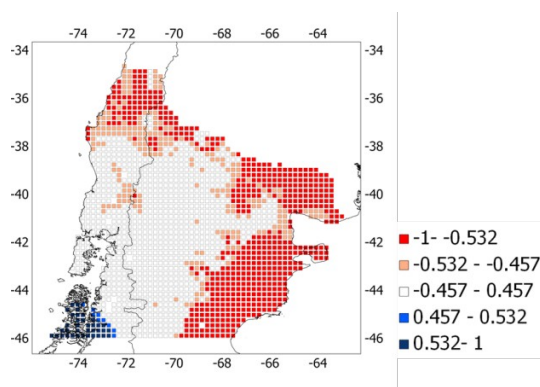


Figura 3.41. Patrón espacial de correlación entre índice TSA y la precipitación para el trimestre JJA para el periodo 1997-2010. En la escala de colores se resaltan las correlaciones significativas al 90 y 95 % de nivel de confianza.

TSA se correlaciona negativamente con la precipitación en el Norte y el Este de la región, y positivamente hacia el extremo Sudoeste en el invierno. Este patrón de correlaciones es consistente con la señal en el viento zonal asociada a la TSA (Fig. 3.42); valores altos del índice TSA se asocian con un aumento del viento del Oeste en toda la Patagonia al Sur de los 40° S. Una intensificación del viento del Oeste está asociada con mayores precipitaciones al Oeste de la Cordillera de los Andes, y mayor efecto de sombra de montaña (y menores precipitaciones) al Este de la Cordillera (Garreaud, 2009).

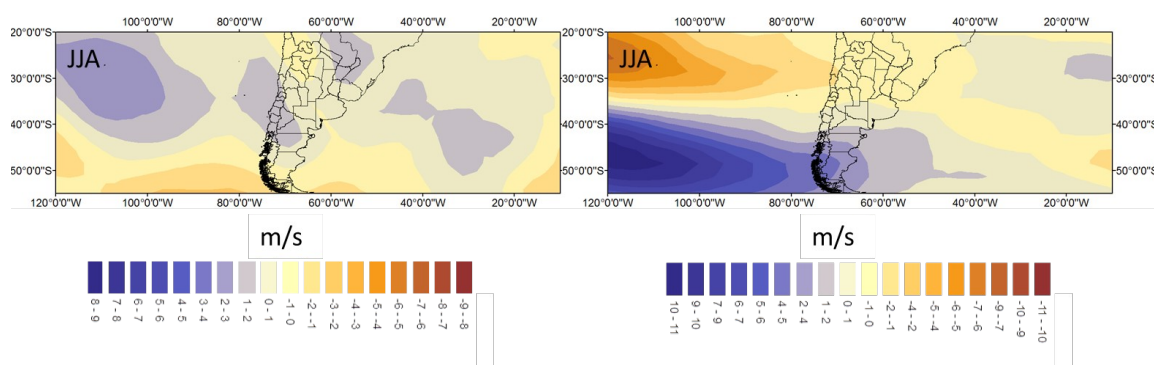


Figura 3.42. Regresión entre el índice TSA y el viento meridional en 850 mb (izquierda) y el viento zonal en 850 mb (derecha) para el periodo 1997-2010.

La figura 3.43 muestra las series temporales de los promedios de invierno del índice TSA y de la CP3PP-E (que se corresponden con la región ecológica del Golfo y el Distrito Central de Chubut). Las correlaciones entre el índice TSA y la CP3PP-E son negativas ($r = -0.65$) y significativa al 99% de nivel de confianza.

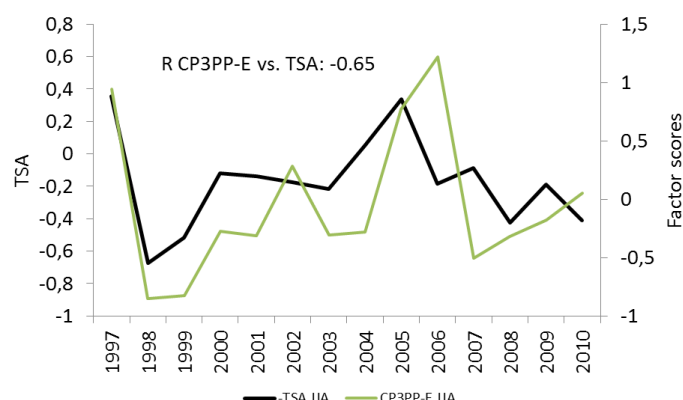


Figura 3.43. Series de composiciones trimestrales (JJA) del índice TSA y la CP3PP-E. Se indican los coeficientes de correlación en la figura.

3.3.3.2 Índice del Dipolo del Atlántico Sur

Relación entre SAODI y la precipitación

La figura 3.44 muestra los patrones de correlación entre la precipitación derivada de las grillas GCPN y SAODI durante el invierno y la primavera. Para el invierno las correlaciones entre SAODI y las precipitaciones son negativas hacia el Este de la región de estudio, en torno al litoral Atlántico. Esta relación negativa entre SAODI y las precipitaciones puede deberse a que durante esta estación, SAODI está asociado a 1) anomalías de viento del Oeste, que intensifican el efecto de sombra orográfica al Este de la Cordillera de los Andes y 2) anomalías anticiclónicas, que implican una menor frecuencia de perturbaciones ciclónicas y sistemas frontales (Figs. 3.45 y 3.46).

Los campos de altura geopotencial y presión ya descriptos determinan la configuración de los campos de viento en 850 mb asociados a SAODI (Fig. 3.46). También se pueden observar dos patrones claramente diferenciados: en el invierno SAODI está asociado a una banda de anomalías de viento del Oeste que se extiende sobre el Océano Pacífico al Sur de los 40° S y que alcanza a la Patagonia, y anomalías de viento Sur sobre el Norte de la Patagonia. Durante la primavera, se pueden observar anomalías de viento del Este y del Norte hacia el Oeste de la Patagonia.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

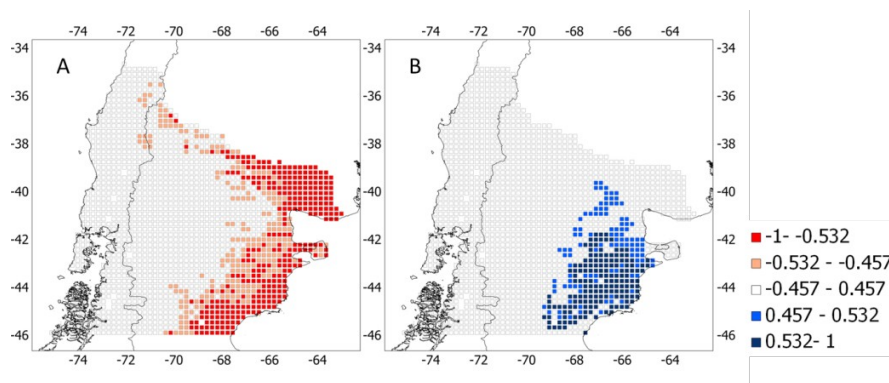


Figura 3.44. Correlación entre SAODI y la precipitación para los trimestres JJA (a) y SON (b) para el periodo 1997-2010. En la escala de colores se resaltan las correlaciones significativas al 90 y 95 % de nivel de confianza.

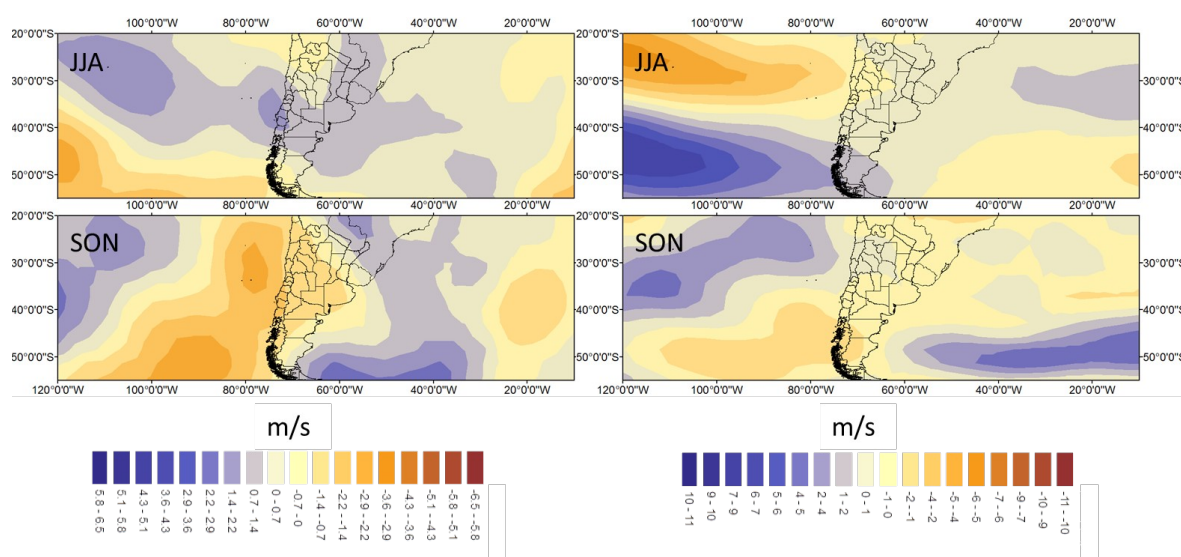


Figura 3.45. Regresión entre el índice SAODI y el viento meridional en 850 mb (izquierda) y el viento zonal en 850 mb (derecha) para el periodo 1997-2010.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

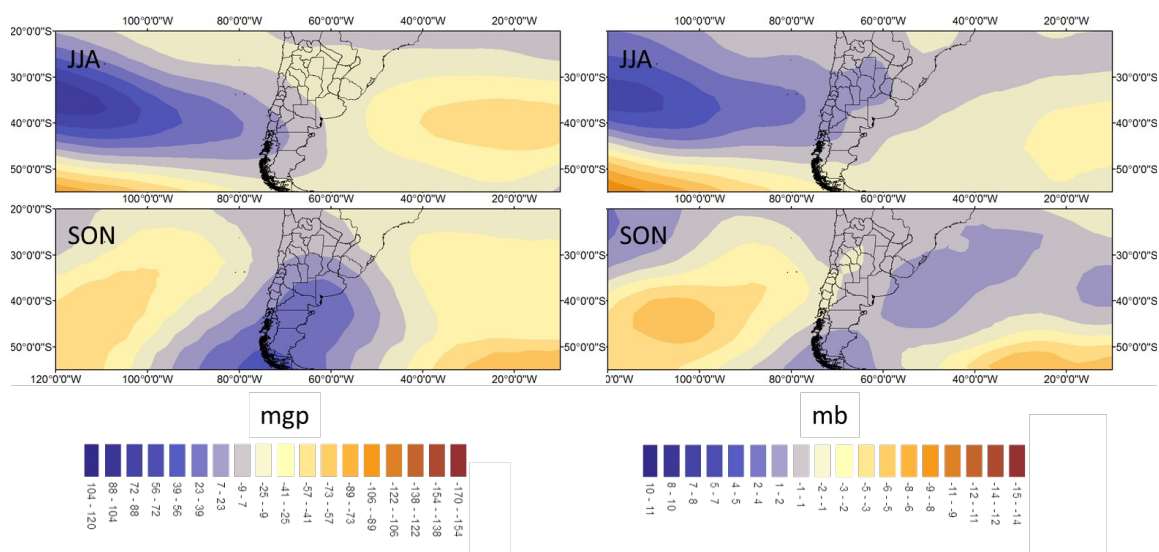


Figura 3.46. Regresión entre el índice SAODI y la altura geopotencial en 500 mb (izquierda) y presión atmosférica en superficie (derecha) para el periodo 1997-2010.

Para la primavera las correlaciones entre SAODI y la precipitación son positivas hacia el Sudeste de la región; al Este de los 69° O y al Sur de los 41° S aproximadamente. Durante la primavera, la componente Noreste del viento asociada a los valores altos de SAODI puede facilitar el ingreso de masas de aire Tropicales Marítimas desde el Atlántico, lo que redunda en mayor inestabilidad y probabilidad de ocurrencia de lluvias convectivas.

La figura 3.47 muestra las series temporales del índice SAODI promediada en primavera y la CP3PP-E (Sudeste de la región de estudio). La correlación entre el índice SAODI en primavera y la CP3PP-E es positiva (0.73) y estadísticamente significativa al 99% de nivel de confianza.

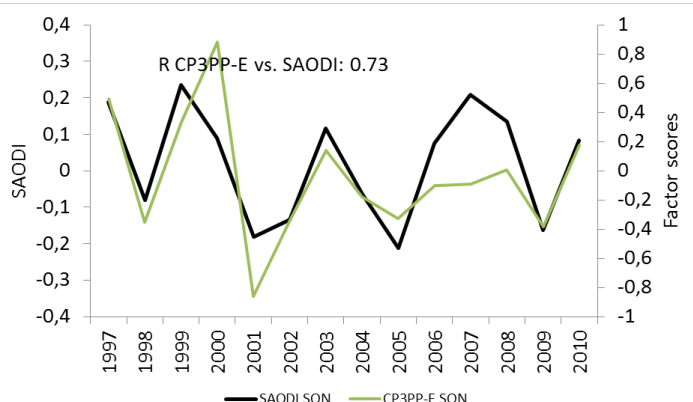


Figura 3.47. Series de composiciones trimestrales (SON) del índice SAODI y la CP3PP-E. Se indica el coeficiente de correlación en la figura.

3.3.3.3 Índices de la Oscilación del Sur/El Niño

Relación entre Niño 3.4 y la precipitación

La figura 3.48 muestra los mapas de correlación entre el índice Niño 3.4 y las precipitaciones de invierno y primavera. Para el invierno se observan correlaciones positivas hacia el Este de la región, sobre el litoral atlántico. Para la primavera, las correlaciones positivas ocupan una franja comprendida entre los 70° y los 74° todo a lo largo de la Cordillera de los Andes.

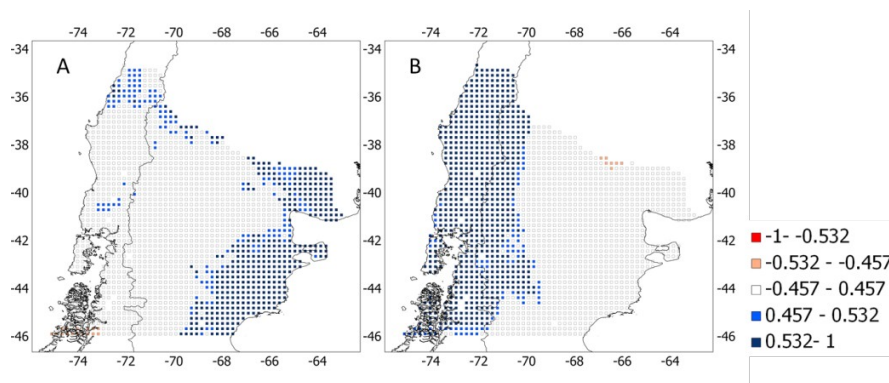


Figura 3.48. Correlación entre 3.4 y la precipitación para los trimestres JJA (a) y SON (b) para el periodo 1997-2010. En la escala de colores se resaltan las correlaciones significativas al 90 y 95 % de nivel de confianza.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

La figura 3.49 muestra las regresiones entre el índice Niño 3.4 y las componentes meridional y zonal del viento en 850 hpa. Para el invierno, los valores altos del índice 3.4 están asociados a anomalías de viento del Este sobre la Patagonia. Esta anomalía podría en parte explicar el patrón de correlaciones observado para esta estación, ya que al disminuir el viento del Oeste, disminuye el efecto de sombra de lluvia al Este de la Cordillera de los Andes, favoreciendo las precipitaciones en esta región. Las correlaciones positivas entre el Niño 3.4 y las precipitaciones en la región cordillerana durante la primavera probablemente estén asociadas a las anomalías negativas de altura geopotencial de 500 mb. asociadas a este índice (Fig.3.50).

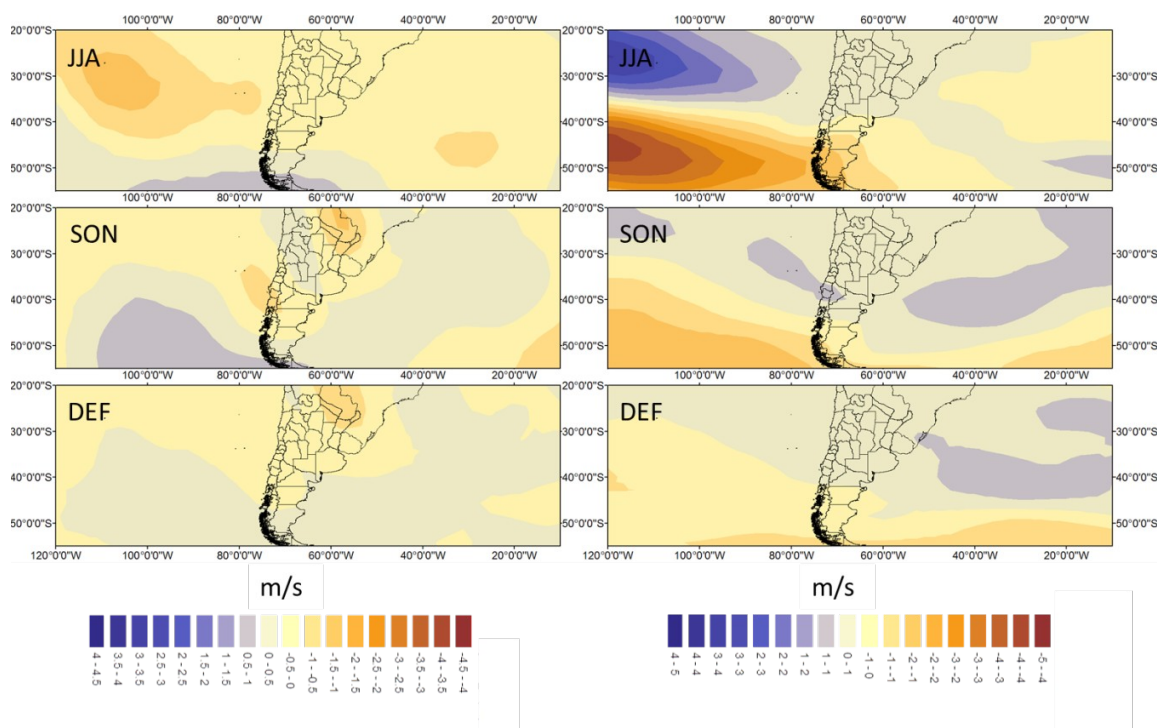


Figura 3.49. Regresión entre el índice Niño 3.4 y el viento meridional en 850 mb (izquierda) y el viento zonal en 850 mb (derecha) para el periodo 1997-2010.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

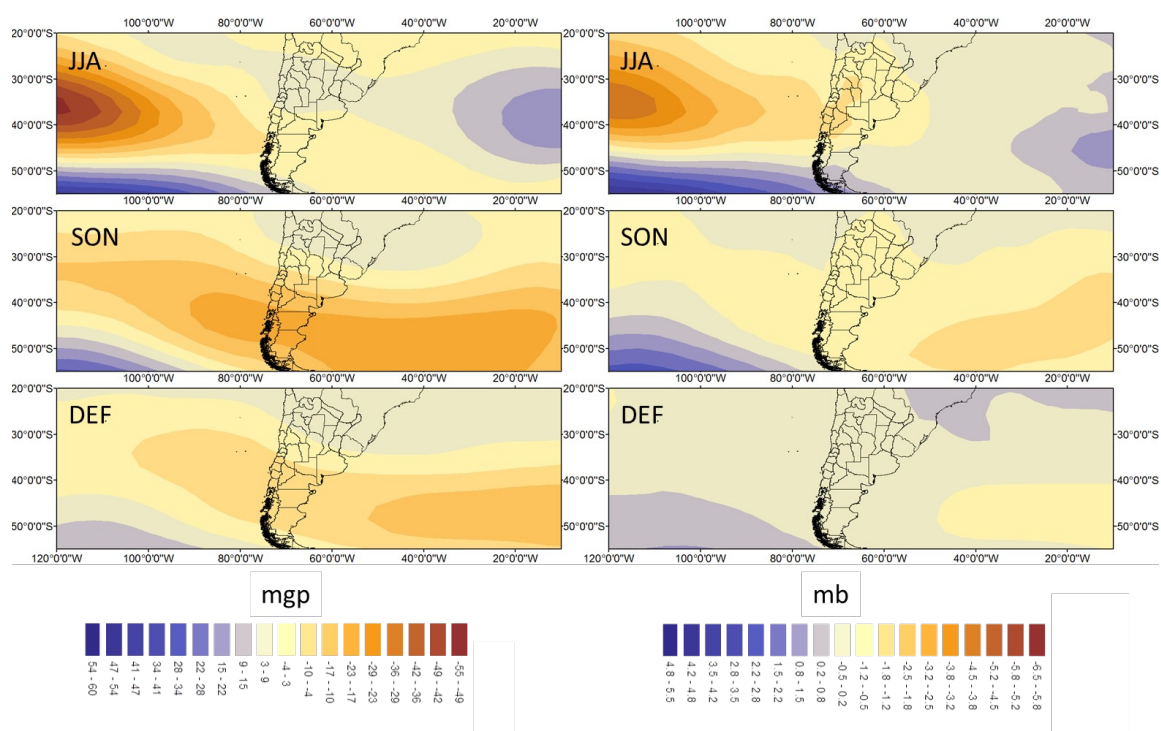


Figura 3.50. Regresión entre el índice Niño 3.4 y la altura geopotencial en 500 mb (izquierda) y la presión atmosférica en superficie (derecha) para el periodo 1997-2010.

La figura 3.51 muestra las series del índice Niño 3.4 promediado durante el invierno junto con la CP3PP-E (Sudeste de la región de estudio) (A), y la primavera (B) junto con la CP1PP-E (que se corresponde con la región de climas mediterráneo). Para el invierno, la correlación entre el índice 3.4 y CP3PP-E es de 0.66; mientras que para la primavera la correlación con CP1PP-E es de 0.78. Las correlaciones son significativas al 99% de nivel de confianza.

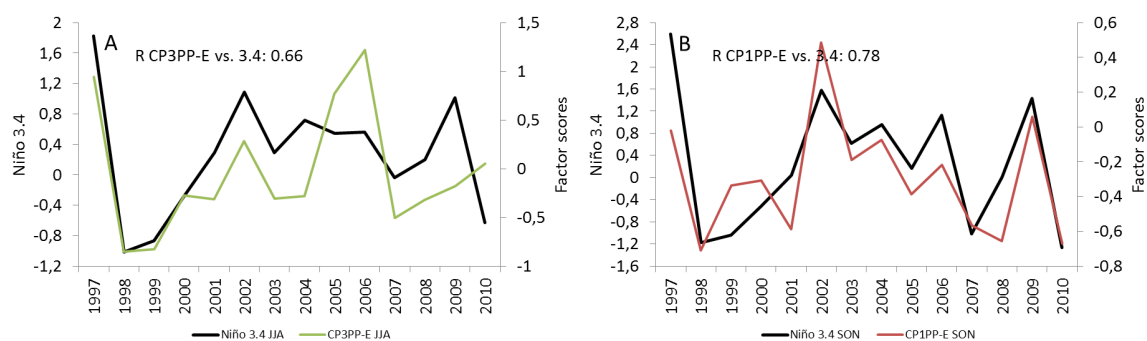


Figura 3.51. Series de composiciones trimestrales (JJA) del índice Niño 3.4 y la CP3PP-E **(a)** y series de composiciones trimestrales (SON) del índice Niño 3.4 y CP1PP-E **(b)**. Se indican los coeficientes de correlación en la figura.

3.3.3.4 Índice de la Oscilación Antártica

Relación entre AAO y la precipitación

La figura 3.52 muestra los mapas de correlación entre AAO y la precipitación durante el otoño, la primavera y el verano. Para el otoño, se observan correlaciones negativas hacia el Sur de la región de estudio. Durante la primavera las correlaciones negativas cubren una banda comprendida entre los 70° y los 74° O. todo a lo largo de la Cordillera de los Andes. Para el verano las correlaciones negativas se observan hacia el Sudoeste de la región, al Sur de los 39° y al Oeste de los 71° aproximadamente. Estas correlaciones negativas pueden deberse a que durante esas estaciones, los valores altos de AAO están asociados un debilitamiento del viento del Oeste (Fig. 3.53) y a anomalías positivas de altura geopotencial en 500 mb. y presión atmosférica en superficie (Fig. 3.54).

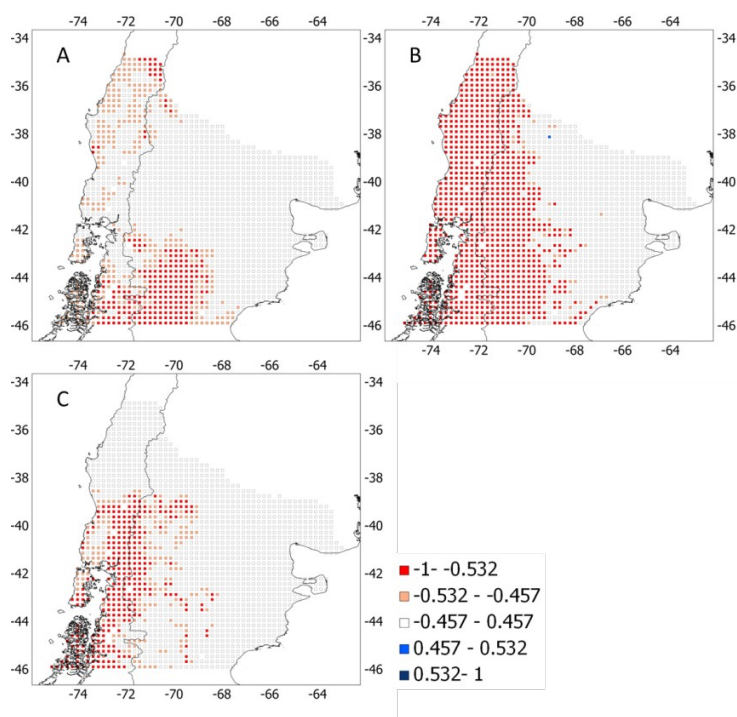


Figura 3.52. Correlación entre AAO y la precipitación para los trimestres MAM (a), SON (b) y DEF (c) para el periodo 1997-2010. En la escala de colores se resaltan las correlaciones significativas al 90 y 95 % de nivel de confianza.

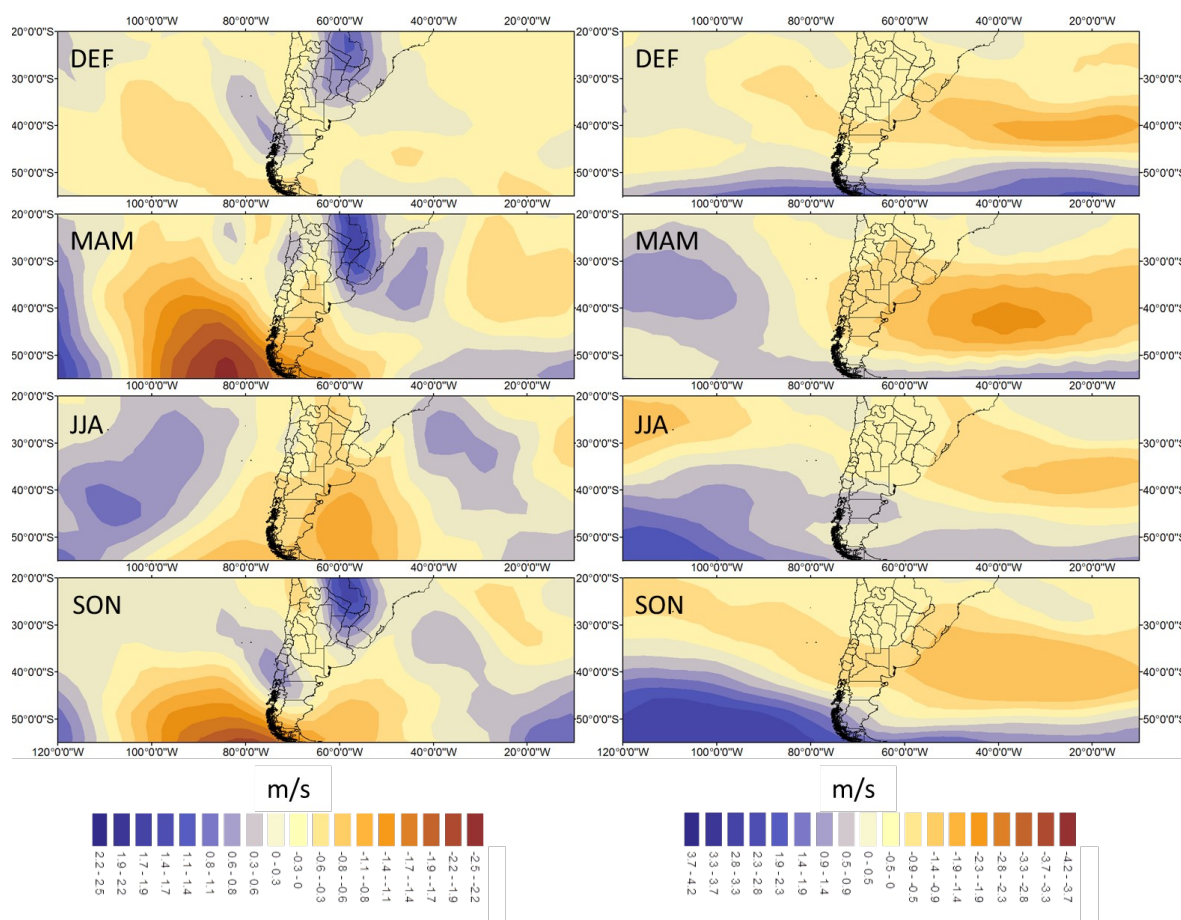


Figura 3.53. Regresión entre el índice AAO y el viento meridional en 850 mb (izquierda) y el viento zonal en 850 mb (derecha) para el periodo 1997-2010.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

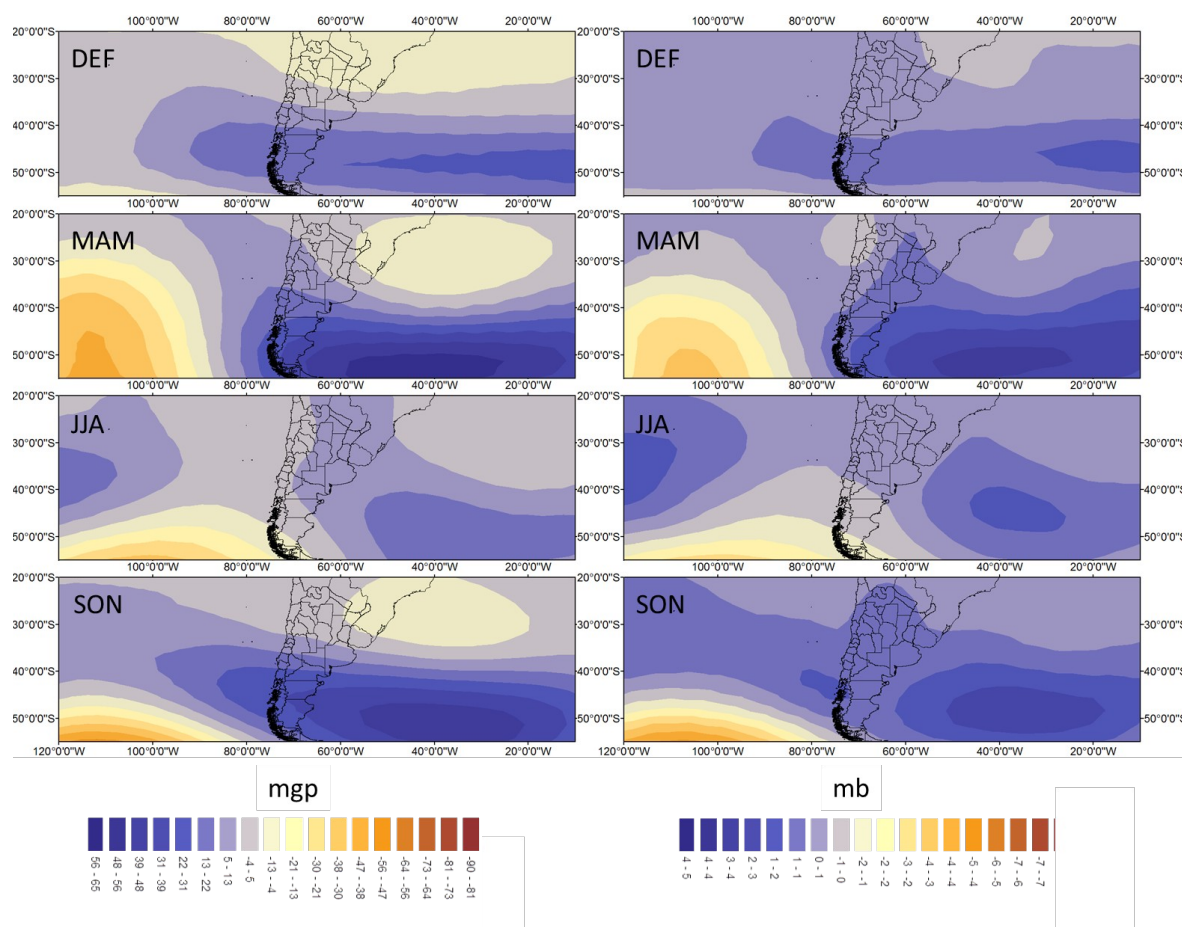


Figura 3.54.Regresión entre el índice AAO y la altura geopotencial en 500 mb (izquierda) y la presión atmosférica en superficie (derecha) para el periodo 1997-2010.

La figura 3.55 muestra las series del índice AAO promediado durante la primavera junto con CP1PP-E (región de clima mediterráneo) y CP4PP-E. Las correlaciones entre los CPs y el índice son en ambos casos negativas y significativas al 99% de nivel de confianza.

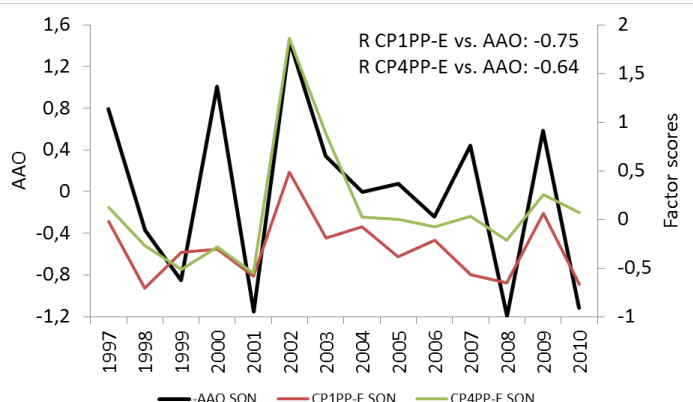


Figura 3.55. Series de composiciones trimestrales (SON) del índice AAO y CP1PP-E y CP4PP-E. Se indican los coeficientes de correlación en la figura.

Relación entre AAO y la temperatura

La figura 3.56 muestra los mapas de correlación entre AAO y la temperatura durante el otoño, invierno, primavera y verano. Durante el otoño se observan correlaciones positivas al Sur de los 42° S. En el invierno, las correlaciones positivas entre AAO y la temperatura abarcan una banda que se extiende desde la costa del Pacífico entre los 42° y los 46° S hasta la costa del Atlántico entre los 40° y los 44° S. Para la primavera y el verano, las correlaciones positivas abarcan casi la totalidad del área de estudio, salvo una franja angosta hacia el Noreste. La circulación atmosférica asociada a la AAO brinda la explicación a esta relación robusta con la temperatura: valores altos en la AAO están asociados a anomalías de viento del Norte (Fig.3.53) y anomalías positivas de presión atmosférica en superficie y altura geopotencial en 500 mb. (Fig.3.54) en todas las estaciones. De esta manera se suman los efectos de la advección de masas de aire relativamente cálidas desde el Norte y calentamiento adiabático por subsidencia asociado a las anomalías anticiclónicas.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

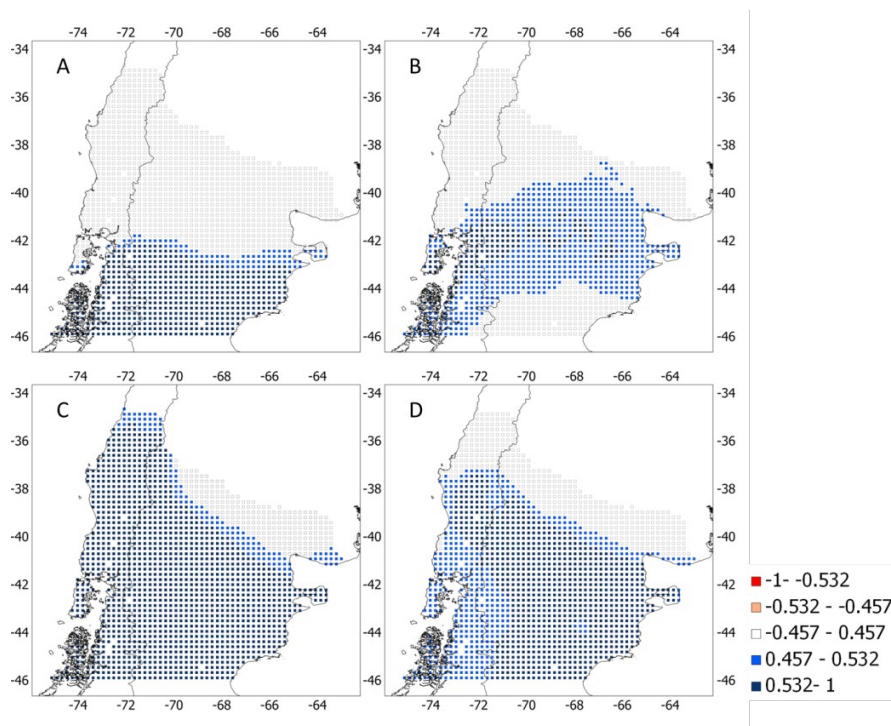


Figura 3.56: Correlación entre AAO y la temperatura para los trimestres MAM **(a)**, JJA **(b)**, SON **(c)** y DEF **(d)** para el periodo 1997-2010. En la escala de colores se resaltan las correlaciones significativas al 90 y 95 % de nivel de confianza.

La figura 3.57 muestra las series del índice AAO promediado durante A) el otoño, junto con CP2T-E (Sudoeste de la región de estudio), B) la primavera, junto con CP2T-E y C) el verano, junto con CP2T-E. Las correlaciones entre los CPs y el índice AAO son positivas en todos los casos. Las correlaciones son significativas al 95 % de nivel de confianza.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

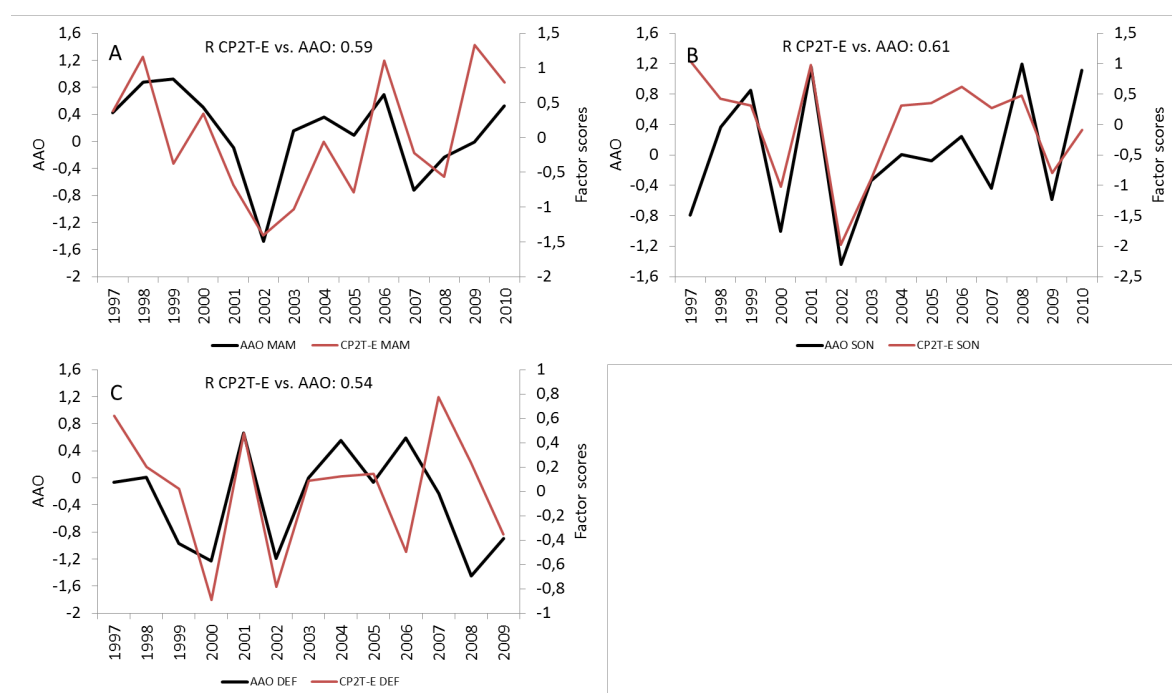


Figura 3.57. Series de composiciones trimestrales (MAM) del índice AAO y CP2T-E **(a)**; series de composiciones trimestrales (JJA) del índice AAO y CP1T-E **(b)**; series de composiciones trimestrales (SON) del índice AAO y CP2T-E **(c)** y series de composiciones trimestrales (DEF) del índice AAO y CP2T-E **(d)**. Se indican los coeficientes de correlación en la figura.

3.3.3.5 Índice Comodoro-Bahía

Relación entre C-B y la precipitación

La figura 3.58 muestra los patrones de correlación entre la precipitación (derivada de GCPN) y el índice C-B para el otoño, el invierno y la primavera. Para el otoño se observan correlaciones negativas al Oeste de la cordillera de los Andes entre los 38° y los 45° S. aproximadamente. Para el invierno se observan correlaciones positivas al Este de la región de estudio (al Este de los 69° O. aproximadamente) y al Norte de los 38° S. aproximadamente. Durante la primavera se observan correlaciones negativas en una franja a lo largo de la Cordillera de los Andes y al Oeste de esta; y correlaciones negativas hacia el Noreste de la región de estudio (coincidiendo con la región ecológica del Monte Oriental).

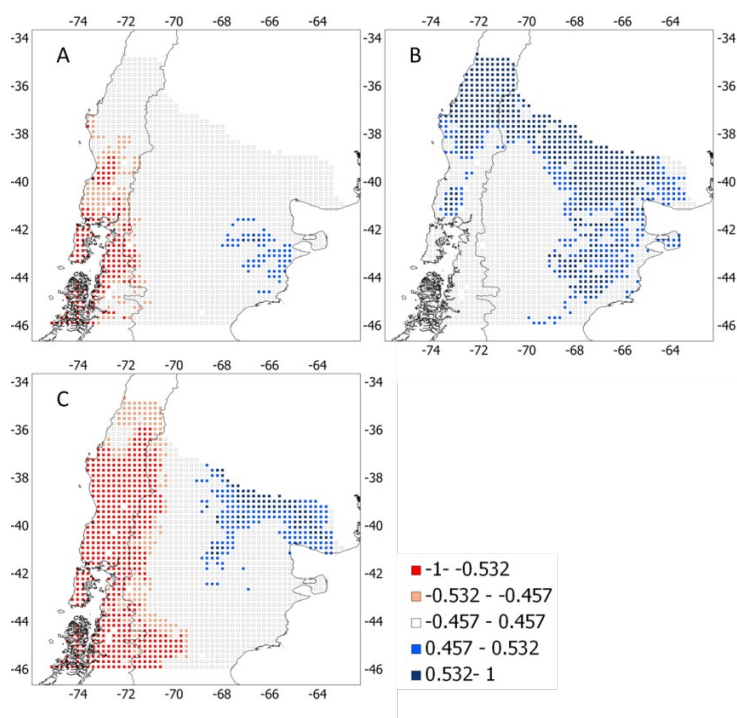


Figura 3.58. Correlación entre C-B y la precipitación para los trimestres MAM (a), JJA (b) y SON (c) para el periodo 1997-2010. En la escala de colores se resaltan las correlaciones significativas al 90 y 95 % de nivel de confianza.

Durante el otoño y la primavera, las correlaciones negativas en el Oeste de la región pueden ser explicadas por que los valores altos del índice C-B están asociados a anomalías de viento del Este, lo que reduce la precipitación asociada a la circulación de los Oestes (Fig. 3.59). Además, durante esas estaciones el índice C-B está asociado a anomalías de circulación anticiclónicas (Fig. 3.60). Durante el invierno no se observan estas anomalías de circulación anticiclónicas. Las correlaciones positivas hacia el Noreste de la región de estudio durante el invierno y la primavera posiblemente estén asociadas a las anomalías de viento del Este asociadas al índice C-B.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

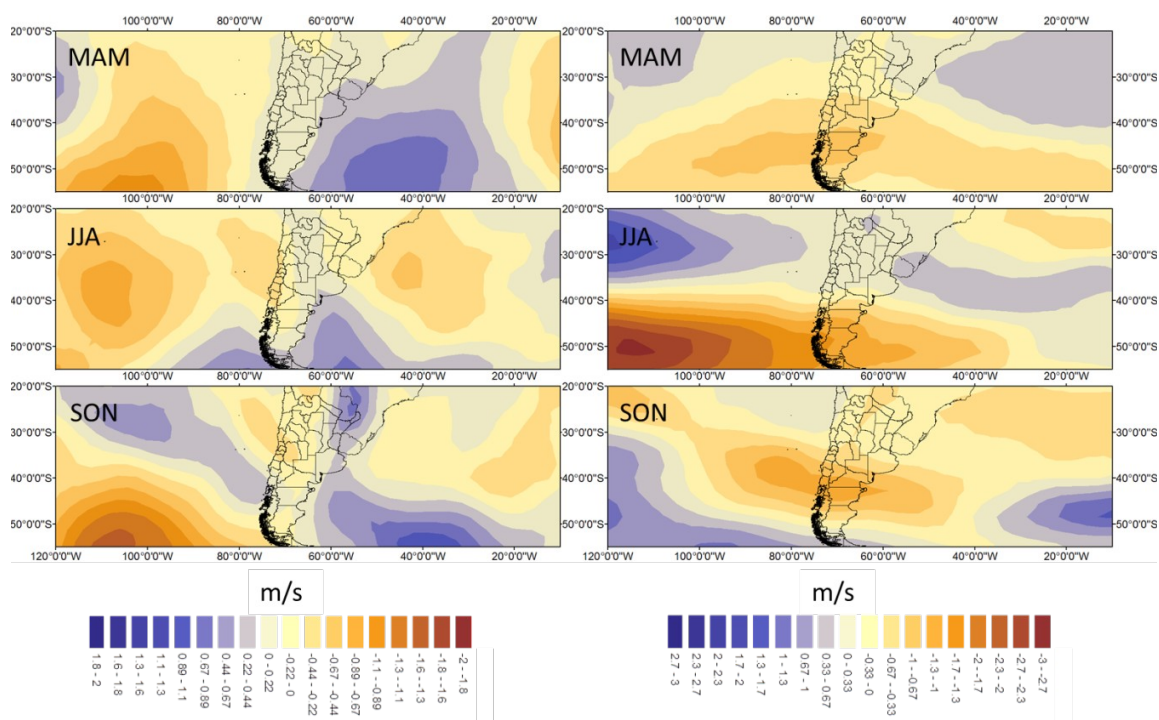


Figura 3.59. Regresión entre el índice C-B y el viento meridional en 850 mb (izquierda) y el viento zonal en 850 mb (derecha) para el periodo 1997-2010.

Capítulo III: variabilidad espacio-temporal de la lluvia y la temperatura en el Norte de la Patagonia y su relación con forzantes climáticos de escala global y hemisférica

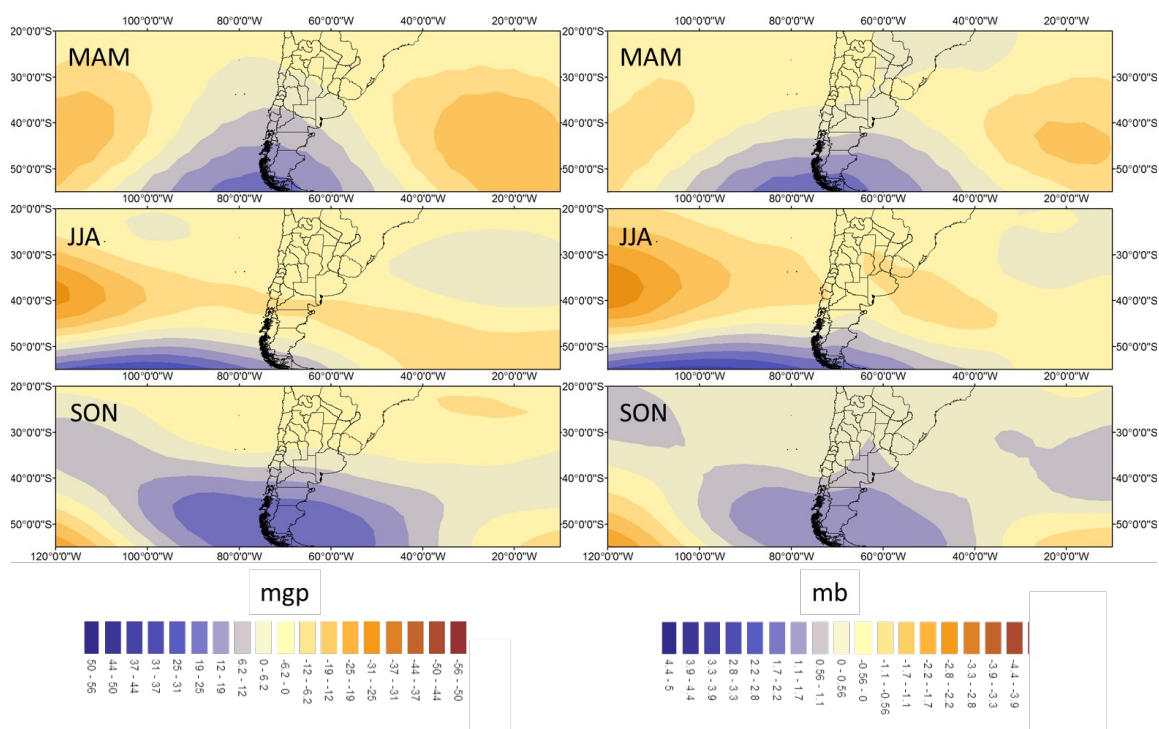


Figura 3.60. Regresión entre el índice Niño 3.4 y la altura geopotencial en 500 mb (izquierda) y la presión atmosférica en superficie (derecha) para el periodo 1997-2010.

La figura 3.61 muestra las series del índice C-B promediado durante A) el otoño, junto con CP4PP-E (región de clima oceánico) y B) la primavera, junto con CP1PP-E (región de clima mediterráneo) y CP2PP-E. Las correlaciones entre el índice C-B y los diferentes CPs son consistentes con los que se observa en los mapas de correlación: la correlación entre C-B y CP4PP-E es negativa en el otoño y la primavera ($r = -0,66$ y $r = -0,69$ respectivamente), y la correlación entre C-B y CP1PP-E es negativa para la primavera ($r = -0,68$). Las correlaciones son estadísticamente significativas al 99% de nivel de confianza.

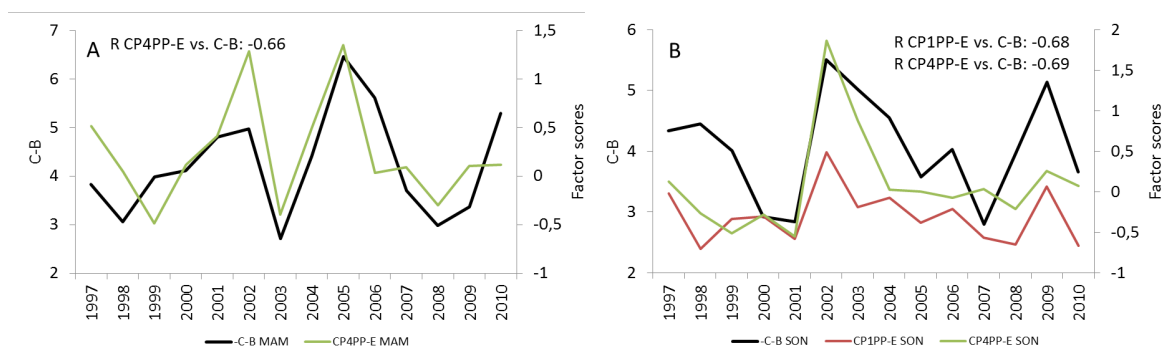


Figura 3.61. series de composiciones trimestrales (MAM) del índice C-B y CP4PP-E (a); series de composiciones trimestrales (JJA) del índice C-B y CP2PP-E (b) y series de composiciones trimestrales (SON) del índice C-B y CP1PP-E y CP2PP-E (c). Se indican los coeficientes de correlación en la figura.

3.4 Discusión

3.4.1 Caracterización espacio-temporal de los campos de temperatura y precipitación

El análisis de Componentes Principales (ACP) aplicado a las series temporales de precipitación derivadas de GCPN (tanto crudas como estandarizadas), permite identificar cuatro regiones en el norte de la Patagonia: 1) Noroeste del área de estudio, región que coincide con la de clima mediterráneo caracterizada por un marcado ciclo anual en las precipitaciones; 2) Noreste del área de estudio en coincidencia con la región ecológica del Monte Oriental; 3) Sudeste, región que coincide con los distritos fisionómico-florísticos del Golfo y Central de Chubut, y 4) Sudoeste, sector que coincide con la región de clima Oceánico y con los tipos forestales Siempreverde y de bosques de Alerce. Aravena y Luckman (2009) identificaron similares patrones geográficos utilizando un ACP de los registros de precipitación en toda la Patagonia; estos autores reconocieron un CP al que denominaron Patagonia Norte asociado a las estaciones ubicadas al Norte de los 45° S y al Oeste de los 70° W (región de clima mediterráneo); un segundo CP con cargas mayores entre los 45° y 47° S al Oeste de los 70° W al que denominaron Patagonia Central. Un tercer CP, al que denominaron Atlántico, presentaba los pesos mayores en las estaciones sobre el litoral Atlántico. Finalmente, un cuarto patrón estaba relacionado a las estaciones

de la Patagonia austral (Aravena y Luckman, 2009), fuera del dominio incluido en este estudio.

El ACP aplicado a las series crudas de temperatura muestra un primer CP, el cual explica el 96 % de varianza, y que representa la preponderancia del ciclo anual en el comportamiento temporal de esta variable en toda la región. Al aplicar el ACP a las series estandarizadas de temperatura, se distinguen, a grandes rasgos, regiones similares a las delimitadas para las series de precipitación: 1) una región al Este del área de estudio (aproximadamente al Este de los 68° O) que coincide con las regiones ecológicas del Monte Austral y el Monte Oriental; 2) una región al Sur (al Sur de los 44° S, con mayores cargas entre los 70° y los 72° O) que coincide con el distrito fisionómico-florístico de Chubut y las regiones ecológicas de Pastizales Subandinos y de Sierras y Mesetas; 3) una región al Noreste del área de estudio (región de clima mediterráneo) y 4) una región al Sudoeste de la región de estudio (tipos forestales Siempreverde y Alerce). Villalba *et al.* (2003) identificaron tres regiones mediante ACP aplicado sobre anomalías de temperatura todo a lo largo de la Patagonia; una región con mayores cargas sobre Chile y el Noroeste de la Patagonia, otra región con cargas hacia el Sur (al Sur de los 44° S, aproximadamente, y otra región con cargas hacia el Este (litoral atlántico). Berman *et al.* (2013), en un estudio sobre la variabilidad interanual y estacional de la temperatura en el Este de la Patagonia, identificaron diferencias entre las estaciones ubicadas al Norte (estaciones Trelew y Viedma, coincidiendo con las regiones ecológicas de Monte Austral y Monte Oriental) y las estaciones ubicadas en el centro del área de estudio (Comodoro Rivadavia y Puerto Deseado).

3.4.2 Forzantes climáticos de escala global-regional y su relación con la variabilidad temporal de la lluvia y la temperatura

3.4.2.1 Precipitación

AAO (Oscilación Antártica)

En nuestro estudio observamos relaciones significativas entre las variaciones en la AAO y en las CP1PP-E (Noroeste del área de estudio, región de clima mediterráneo) y CP4PP-E

(Sudoeste del área de estudio, tipos forestales Siempreverde y Alerce) que resultaron de aplicar el ACP a las series grilladas de precipitación. CP1PP-E está negativamente relacionada con la AAO durante la primavera. Durante la primavera las correlaciones negativas entre la AAO y la precipitación cubren una banda todo a lo largo de la Cordillera de los Andes. Para el verano, las correlaciones negativas entre AAO y precipitación se observan hacia el Sudoeste de la región, al Sur de los 39°S y al Oeste de los 71° W, aproximadamente. El coeficiente de correlación entre el CP1PP-E y el índice AAO en primavera es $r = -0.75$, significativo al 99% y 95% de confianza. Consistente con este patrón, se registran relaciones negativas significativas entre el índice AAO y la altura geopotencial en 500 mb en latitudes medias durante el verano (Fig. 3.26) simultáneamente con relaciones positivas estadísticamente significativas en latitudes sub-Antárticas, particularmente sobre el sector de los Mares de Amudsen y Bellingshausen (70-120°O).

CP4PP-E presenta relaciones negativas con el índice AAO también para la primavera (coeficiente de correlación $r = -0.64$, Fig. 3.55). Los patrones espaciales de correlación entre AAO y la precipitación también muestran relaciones negativas en este sector. Para la primavera, este patrón de correlación espacial muestra relaciones positivas con la altura geopotencial en 500 mb sobre la Antártida y negativas en latitudes medias.

Las relaciones negativas entre AAO y la precipitación en estas regiones están asociadas un debilitamiento del viento del Oeste (Fig. 3.53) y la ocurrencia de anomalías positivas de altura geopotencial en 500 mb y presión atmosférica en superficie (Fig. 3.54). Otros autores han asociado la fase positiva de la Oscilación Antártica con anomalías negativas de precipitación en esta región (Gillett *et al.*, 2006; Sen Gupta y England, 2006; Garreaud *et al.*, 2009; Aravena y Luckman, 2009; Silvestri y Vera, 2009). Lara *et al.* (2008) encontraron correlaciones negativas entre los caudales de verano-otoño en el río Puelo y la AAO. Según Villalba (2007) y Garreaud *et al.* (2009) las anomalías negativas de precipitación en el Norte de la Patagonia están asociadas a una reducción del flujo de los Oestes que se traduce en una menor frecuencia de sistemas frontales.

Niño 3.4

En el norte de la Patagonia, notamos una relación positiva entre el fenómeno ENOS, medido a través de la temperatura superficial del mar en la región Niño 3.4, y la precipitación al Oeste de la Cordillera de los Andes durante la primavera. Los campos de correlaciones espaciales entre CP1PP-E y las TSM muestran correlaciones positivas en el océano Pacífico Ecuatorial alcanzando aproximadamente los 180° O, y correlaciones negativas rodeando esta lengua, formando el clásico patrón de herradura asociado a las anomalías de TSM típicas de El Niño/Oscilación del Sur. Para esta estación, las correlaciones entre el índice Niño 3.4 y la precipitación son positivas y ocupan una franja comprendida entre los 70° y 74° O todo a lo largo de la Cordillera de los Andes. El coeficiente de correlación entre CP1PP-E y el índice Niño 3.4 es de $r = 0.78$. Varios autores han observado relaciones positivas entre índices de ENOS y la precipitación en esta región. Garreaud *et al.* (2009) observaron relaciones positivas entre el índice MEI (Índice ENSO Multivariado) y la precipitación en esta región. Montecinos *et al.* (2000) y Montecinos y Aceituno (2003) encontraron una relación positiva entre las TSM en el Pacífico tropical y la precipitación en la banda latitudinal comprendida entre los 35° y los 48° S al oeste de la Cordillera también durante la primavera. Lara *et al.* (2008) encontraron una relación positiva entre el caudal de invierno-primavera del Río Puelo y las TSM en el Pacífico Tropical. Estas correlaciones positivas entre el Niño 3.4 y las precipitaciones en la región cordillerana durante la primavera probablemente estén asociadas a las anomalías negativas de altura geopotencial de 500 mb asociadas a este índice. Villalba *et al.* (1998) asocian la alta precipitación en la región a un debilitamiento del anticiclón semipermanente del Pacífico Sudeste. Este patrón de circulación forma parte a su vez de la respuesta de la atmósfera al ENOS, que consiste en un tren de ondas de perturbaciones de presión que se extiende desde el Pacífico Tropical hacia el Sudeste (Vera *et al.*, 2004). Esta respuesta es máxima durante la primavera (Hoerling y Kumar, 2000; Vera *et al.*, 2004). Este patrón muestra una alternancia de anomalías positivas y negativas en la altura geopotencial con anomalías positivas en el Pacífico tropical, anomalías negativas centradas en 35° S y 150° O, anomalías positivas en 60° S y 120° O (Mar de Amundsen-Bellinghausen) y anomalías negativas centradas en 45° S y 60° O (este patrón de respuesta o patrón de ondas se denomina PSA, de su sigla en inglés (Pacific-South America, Karoly, 1989). Las anomalías

positivas de altura geopotencial o presión al Oeste de la Península Antártica se traducen en una mayor frecuencia de bloqueos a la circulación de los Oestes. Los bloqueos en esta región desvían la trayectoria de las tormentas (storm tracks) hacia latitudes más bajas, lo que a su vez resulta en mayores precipitaciones en el centro de Chile y el Noroeste de la Patagonia (Trenberth y Mo, 1985; Rutllant y Fuenzalida, 1991; Montecinos y Aceituno, 2003; Le Quesne *et al.*, 2006; Villalba *et al.*, 2012).

En nuestro estudio, se observan también correlaciones positivas entre el índice Niño 3.4 y la precipitación en el Este del área de estudio (CP3PP-E) durante el invierno. El coeficiente de correlación entre esta CP y el índice Niño 3.4 es $r = 0.66$. CP3PP-E presenta relaciones positivas (con la típica configuración del ENOS) con las TSM en Pacífico Tropical durante el invierno (Fig. 3.31). Aravena y Luckman (2008) y Garreaud *et al.* (2009) también observaron anomalías de precipitación positivas al Este de la Cordillera de los Andes asociadas a la fase cálida del ENOS. Para el invierno, los valores altos del índice Niño 3.4 están asociados a anomalías del viento del Este sobre la Patagonia. Esta anomalía podría en parte explicar el patrón espacial de correlación observado para esta estación, ya que al disminuir el viento del Oeste, disminuye el efecto de sombra de lluvia al Este de la Cordillera de los Andes, favoreciendo las precipitaciones en esta región. Resultados similares encontraron Berman *et al.* (2012) y Agosta *et al.* (2015), según los cuales la precipitación en el centro-Este y en el Noreste de la Patagonia aumenta al debilitarse el flujo del Oeste o al aumentar el viento del Este. Según Garreaud (2007) y Garreaud *et al.* (2013) la relación negativa entre el viento del Oeste y la precipitación a sotavento de la Cordillera de los Andes se debe a que los vientos del Oeste intensos favorecen el efecto de sombra de lluvia y el secamiento de las masas de aire por calentamiento adiabático.

C-B

La relación entre el viento zonal y las precipitaciones al Este y Oeste de la Cordillera de los Andes mencionada en el párrafo anterior se ve reflejada en las relaciones entre el índice C-B y las precipitaciones. Los valores altos del índice C-B están asociados a anomalías de viento del Este y viceversa (Fig. 3.59). Este índice muestra relaciones con la precipitación para el otoño, el invierno y la primavera. Durante el otoño, C-B está asociado a menores

precipitaciones al Oeste de la cordillera entre los 39° y 45° S, aproximadamente. El coeficiente de correlación con CP4PP-E es de $r = -0.66$. Para la primavera el índice C-B muestra correlaciones negativas con la precipitación todo a lo largo y al Oeste de la Cordillera ($r = -0.68$ con CP1PP-E y $R = -0.69$ con CP4PP-E).

Índices del Océano Atlántico

En nuestro estudio observamos relaciones entre el índice TSA con la precipitación al Este del área de estudio durante el invierno. Durante esta estación, este índice está asociado a anomalías positivas de viento zonal (viento del Oeste). El patrón espacial de correlación entre el índice TSA y la precipitación muestra relaciones negativas al Este del área de estudio, coincidiendo con las regiones ecológicas del Monte Oriental y del Golfo y el distrito central de Chubut. Los coeficientes de correlación entre el índice TSA y CP3PP-E es $r = -0.65$.

El índice SAODI muestra además relaciones positivas con la precipitación al Sudeste de la región de estudio para la primavera ($r = 0.73$). Esto puede deberse a que durante esa estación, este índice está asociado a anomalías de viento del Noreste (Fig. 3.45), lo que puede facilitar el ingreso de masas de aire tropicales marítimas desde el Océano Atlántico.

3.4.2.2 Temperatura

AAO

La Oscilación Antártica (AAO) ejerce un importante control sobre la variabilidad de la temperatura en la región, especialmente hacia el Sur del área de estudio, y en menor medida, hacia el Este. Este patrón coincide por el hallado por Gillett *et al.* (2006), según el cual las estaciones meteorológicas ubicadas al Norte de los 40° S no muestran respuestas significativas a las variaciones en la AAO. Durante el otoño y el invierno las relaciones entre AAO y la temperatura son positivas y están restringidas hacia el Sur del área de estudio. Para la primavera y el verano, las relaciones positivas abarcan casi la totalidad del área de estudio, salvo una franja angosta hacia el Noreste. Esta señal de la Oscilación Antártica en las temperaturas también se manifiesta en las relaciones entre las diferentes CPs y la altura geopotencial en 500 mb.: por lo general las mayores temperaturas en la

región están asociadas a anomalías anticiclónicas sobre la Patagonia (Figs.3.33, 3.35, 3.37 y 3.39), y anomalías ciclónicas sobre latitudes polares. Cabe destacar que este patrón también parecería estar mezclado, en algunos casos, con trenes de onda excitados desde latitudes tropicales.

Diversos autores han documentado el amplio control que ejerce la AAO sobre la temperatura en la región (Thompson y Wallace, 2000; Thompson y Solomon, 2002; Gillett *et al.*, 2006, Garreaud *et al.*, 2009; Villalba *et al.*, 2011). Según Villalba *et al.* (2007), la tendencia de la AAO hacia valores positivos estaría explicando, en forma parcial, los aumentos de temperatura en las últimas décadas.

La relación positiva entre AAO y la temperatura en el norte de la Patagonia responde a que valores altos en la AAO están asociados a mayor frecuencia de viento Norte (Fig. 3.53) y anomalías positivas de presión atmosférica en superficie y altura geopotencial en 500 mb (Fig. 3.54) en todas las estaciones. De esta manera se suman los efectos de la advección de masas de aire relativamente cálidas desde el Norte y calentamiento adiabático por subsidencia asociado a las anomalías anticiclónicas. Según Berman *et al.* (2013), las altas temperaturas en el Este de la Patagonia están asociadas a anomalías de circulación anticiclónicas en el Océano Atlántico Oeste, lo que induce un flujo del Norte sobre la región y favorece condiciones cálidas. Estos autores y Gillett *et al.* (2006) también destacan que las anomalías anticiclónicas incrementan la radiación solar, lo cual sería otro factor que favorece el aumento de temperatura. Sin embargo, Berman *et al.* (2013) encontraron que las altas temperaturas también pueden estar asociadas a anomalías positivas de viento del Oeste, siendo este resultado contrario a lo observado en este estudio (Fig. 3.53). Según Villalba (2007), la fase positiva de la AAO favorece el aumento de los vientos de los Oestes en el extremo sur de América del Sur, lo que aumenta la advección de aire relativamente cálido desde el Norte sobre el continente. Consistente con nuestras observaciones, Garreaud *et al.* (2013) documenta que los aumentos de la temperatura asociados a la fase positiva de la AAO se relacionan negativamente con la intensidad del viento zonal durante el verano, el otoño y la primavera; especialmente hacia el Oeste de la Patagonia, sobre la Cordillera de los Andes.

Niño 3.4

No se observa una señal clara entre el índice de ENOS y las temperaturas en la región. Se insinúa una influencia en los patrones espaciales de correlación entre las diferentes CPs y las TSM. Por lo general se observan relaciones negativas entre las TSM en el Pacífico ecuatorial y la temperatura. Para la CP3T-E (Noroeste de la región de estudio) se observan débiles relaciones negativas entre las TSM y la temperatura en el Pacífico ecuatorial durante la primavera. Para CP4T-E (Sudoeste de la región de estudio), la señal es más fuerte, con coeficientes de correlación menores a $r = -0.7$ en el Pacífico ecuatorial durante el invierno y la primavera.

Para CP1T-E (Noreste de la región de estudio) se observan correlaciones negativas entre las TSM y las temperaturas durante la primavera y el verano. El mapa de correlación entre el índice Niño 3.4 y la temperatura muestra que este índice se relaciona negativamente con la temperatura en toda la Patagonia extracordillerana al este de los Andes para el trimestre DEF (Fig. 3.62). Por su parte, Villalba *et al.* (2007) observaron una tendencia hacia la ocurrencia de veranos relativamente cálidos y secos (húmedos y fríos) en los años Niño (Niña) al oeste de la Cordillera de los Andes. Por otro lado, Garreaud *et al.* (2009), si bien asocia la fase cálida del ENOS a aumentos de la temperatura en la región cordillerana durante el verano y el otoño, durante el invierno y la primavera esta fase está asociada a anomalías negativas de temperatura en la región extracordillerana de la Patagonia.

3.5 Conclusiones

A grandes rasgos, el ACP aplicado a las series mensuales de precipitación y temperatura durante el intervalo 1997-2010 identifica cuatro regiones según su variabilidad temporal: Noroeste de la región de estudio (región de clima mediterráneo), Este y Noreste (regiones ecológicas de Monte Austral y Monte Oriental), Sur y Sudeste (región del Golfo de Chubut) y Sudoeste (la región de clima oceánico y tipos forestales Siempreverde y Alerce). La figura 3.62 esquematiza las relaciones entre los diferentes índices climáticos considerados y las CPs de precipitación para cada estación. Se observa una relación negativa con la AAO en el Oeste de la región de estudio durante la primavera, el verano y el otoño. El fenómeno ENOS está relacionado, en su fase cálida, a un aumento de

precipitación sobre la Cordillera de los Andes y al Oeste de esta durante la primavera. En el invierno está asociado a mayores precipitaciones en el Este de la región.

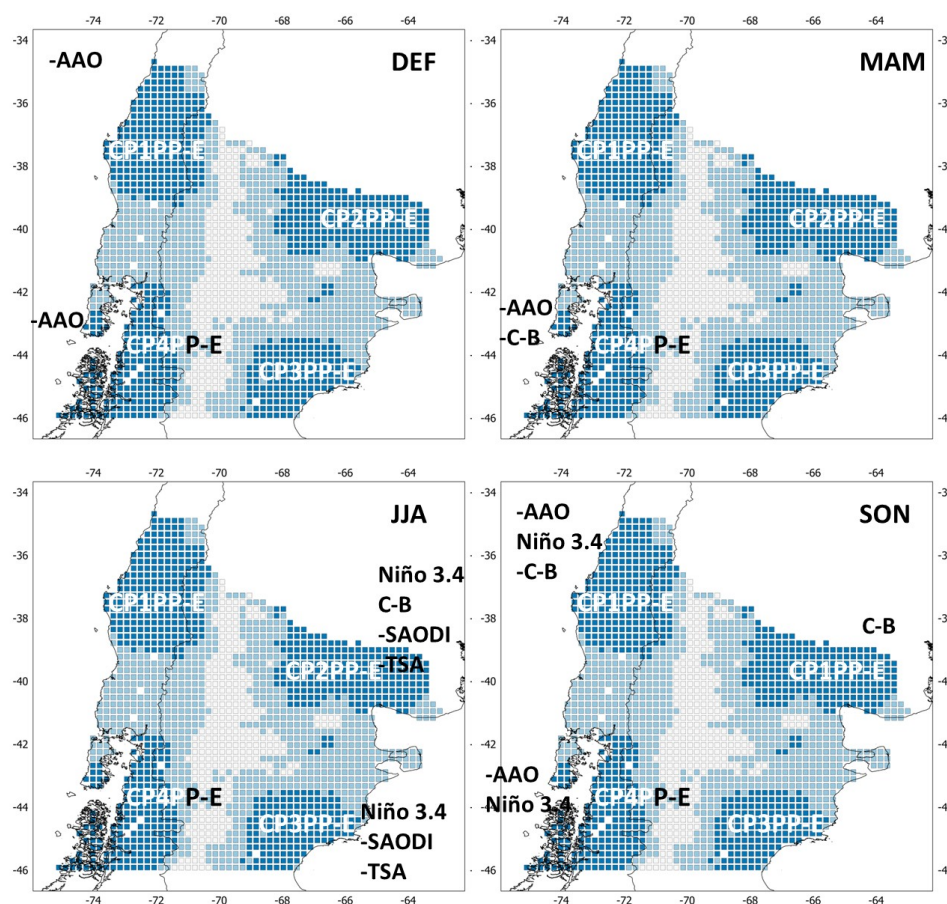


Figura 3.62. Esquema de las relaciones entre los índices climáticos y las CPs de las series grilladas de precipitación para las cuatro estaciones del año. Las regiones asociadas a cada CP se muestran en colores más intensos y las relaciones indirectas con los índices de circulación se indican con signo negativo.

El índice C-B que refleja directamente la circulación zonal, está asociado a menores precipitaciones en el Oeste de la región durante el otoño y la primavera, y mayores precipitaciones hacia el Este durante el invierno y la primavera. Los índices del Océano

Atlántico (SAODI y TSA) solo muestran una relación negativa con la precipitación en el Este de la región durante el invierno.

Las relaciones entre los diferentes índices climáticos considerados y las CPs de la temperatura grillada para cada estación se muestran en la figura 3.63. La AAO resulta ser el principal control sobre la variación de las temperaturas, mostrando relaciones positivas en el Sur de la región durante el verano, el otoño y la primavera; y en el Este de la región durante el invierno.

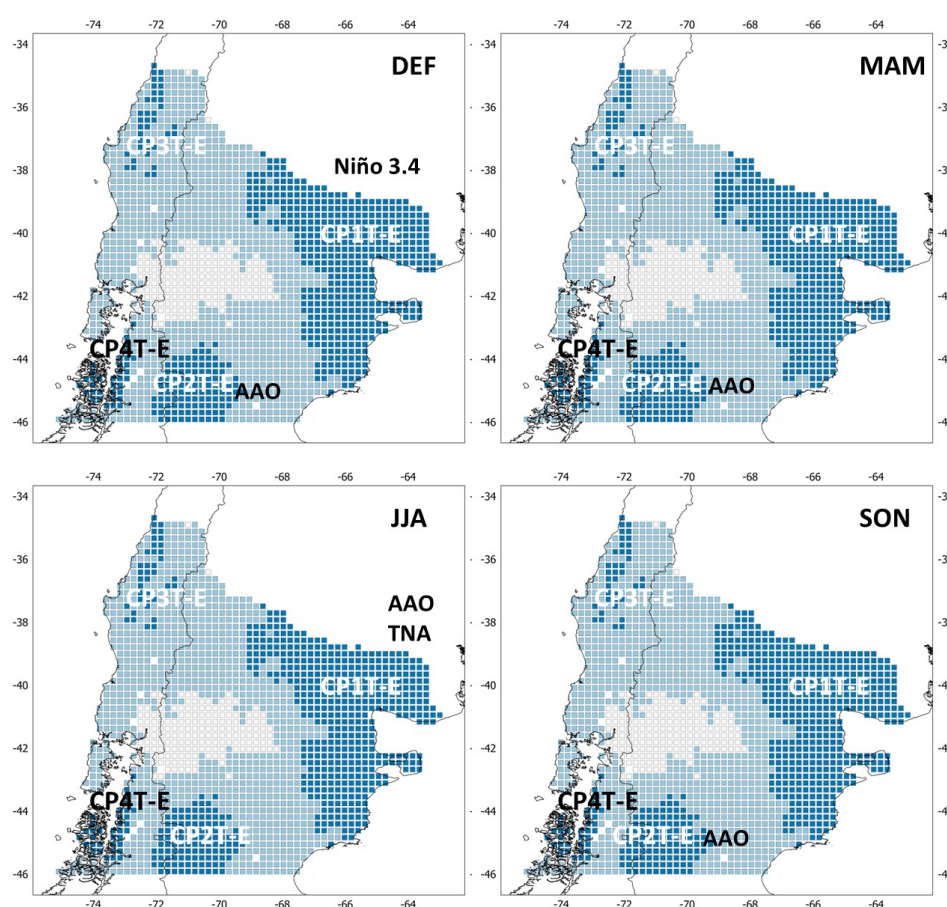


Figura 3.63. Esquema de las relaciones entre los índices climáticos y CPs de la temperatura agrupados por estación.

El Niño/Oscilación del Sur, medido a través del índice Niño 3.4, solo muestra una relación positiva con las temperaturas en la Patagonia extraandina durante el verano.

Capítulo IV: Patrones espacio-temporales de IVN en el Norte de la Patagonia

4.1 Introducción

La identificación de los patrones espaciales de la vegetación es un paso importante para comprender no solo su dinámica, sino también la influencia que las variables abióticas ejercen sobre los procesos ecológicos a gran escala (Paruelo, 2008; Braswell, 1997). Las técnicas más comúnmente usadas han sido la interpretación visual de imágenes y la clasificación digital (Chuvieco, 2002). Estas técnicas se han enfocado en atributos estructurales de la vegetación (Paruelo *et al.*, 1998). Paruelo *et al.* (1993) incorporaron la dimensión temporal para reconocer más fácilmente diferencias funcionales entre las diferentes unidades de vegetación en la Patagonia. Paruelo (2008) propone un método de clasificación de la vegetación mediante la descripción de procesos biofísicos a nivel de ecosistema, haciendo foco en atributos del funcionamiento de la vegetación más que en su estructura. Esta clasificación, al definirse independientemente de la estructura de la vegetación, se enfoca en los flujos de energía y materia de los ecosistemas (Paruelo *et al.*, 2001). A esta clasificación se la denomina caracterización de Tipos Funcionales de Ecosistemas (TFE) y se realiza teniendo en cuenta diferentes atributos funcionales (Pettorelli *et al.*, 2005) de una curva estacional promedio del Índice de Vegetación Normalizado (IVN) derivado de sensores remotos. Entre los atributos que consideran estos autores se pueden mencionar el área comprendida bajo la curva anual de IVN, el mes de máximo valor de IVN, el valor de IVN normalizado por el rango de variación del mismo (valor máximo – valor mínimo), la tasa de aumento y la de disminución de IVN.

Este Índice permite estimar la cantidad de energía radiante absorbida por la vegetación (Ruimy *et al.*, 1994; Gamon *et al.*, 1995), y por ende, puede ser considerado un buen estimador de la productividad primaria neta aérea (PPNA) (Monteith, 1977; Paruelo *et al.*, 1997; Paruelo *et al.*, 2000). La PPNA es uno de los procesos o aspectos funcionales integradores de los ecosistemas que determina la principal entrada de energía a los ecosistemas terrestres (Townsend *et al.*, 2003; Chapin *et al.*, 2011). El IVN permite estimar de una forma integrada el efecto sobre la vegetación de dos de los principales controles climáticos: la precipitación y la temperatura de un determinado lugar (Jobbagy *et al.*, 2002; Fabricante *et al.*, 2009).

Esta clasificación de TFE considera el comportamiento temporal del IVN para describir la dinámica de los flujos de energía y materia a nivel de ecosistema. No obstante, esta clasificación solo le confiere importancia al ciclo anual del IVN como la escala de tiempo preponderante en la que ocurren estos flujos. Este enfoque puede ser adecuado en algunos ecosistemas, pero en otros la variación puede ser más importante en escalas de tiempo desde intra- a inter-anales o de frecuencias más bajas. Por ejemplo, en los sistemas áridos y semiáridos, los recursos como el agua, los nutrientes y la biomasa vegetal atraviesan periodos de alta y baja abundancia (Reynolds *et al.*, 2004; Ogle y Reynolds, 2004; Schwinning y Sala, 2004). En estos sistemas áridos, los pulsos de precipitación ocurren generalmente en forma aislada, poco frecuentes, y son impredecibles (Westoby, 1972; Noy-Meir, 1973). Incluso en regiones donde domina el ciclo anual, puede ser interesante describir cómo aportan los ciclos intra- e inter-anales a la varianza observada en la vegetación. En este sentido, Mahecha *et al.* (2010) investigaron los patrones espaciales globales de actividad fotosintética asociados a diferentes escalas temporales usando métodos de reducción de dimensiones. Estos autores analizaron diferentes patrones espaciales asociados a tres clases de frecuencias: el ciclo anual, la alta frecuencia (4,5 meses) y la baja frecuencia (> 1,25 años). Esta metodología permitió identificar patrones geográficos en la vegetación asociados a condiciones ambientales bien establecidas como el evento ENSO 1997-98 (Mahecha *et al.* 2010).

El objetivo de este capítulo es identificar los patrones de variabilidad temporal en diferentes escalas (anual, intra- e inter-anual) de las series de IVN en el norte de la Patagonia y los patrones espaciales asociados a estos mediante el Análisis de Componentes Principales (ACP).

4.2 Materiales y métodos

4.2.1 Datos y metodología

Los datos de IVN se derivaron de las imágenes NOAA-AVHRR. Las imágenes fueron degradadas desde su resolución original a la resolución de GCPN (20 x 20 km; Capítulo 2).

El Índice de Vegetación Normalizado se define como:

$$IVN = \frac{IRc - VIS}{IRc + VIS} \quad (\text{Chapin } et al., 2011; \text{Fahey y Knapp, 2007}), \text{ donde IRc y VIS son las medidas}$$

de reflexión espectral obtenidas en las regiones del infrarrojo cercano y del visible (rojo) en el espectro electromagnético.

Se seleccionó el periodo 2001-2010 ya que durante este periodo las imágenes NOAA-AVHRR no presentan meses faltantes durante el invierno. Se eliminó la tendencia lineal en los datos de IVN restando la recta de tendencia lineal a las series crudas. La tendencia se eliminó con el objetivo de caracterizar la variabilidad espacio-temporal del IVN en el periodo 2001-2010. La tendencia representa la variabilidad en una escala de tiempo mayor (o una frecuencia menor) que no puede ser descripta por las metodologías de series temporales de 10 años de extensión.

4.2.1.1 Caracterización de la variabilidad temporal del Índice de Vegetación Normalizado

Se analizó la variabilidad espacio-temporal de los campos IVN tanto a nivel de Regiones Ecológicas Homogéneas (Bran 1992) o Tipos Forestales (Zegers, 1993) previamente definidos a partir de estudios de la vegetación, como a partir de un estudio exploratorio usando el Análisis de Componentes Principales (ACP) sobre el grillado de IVN en el norte de la Patagonia. El ACP es un método ampliamente utilizado para identificar patrones de variabilidad temporal en datos climáticos (Barnston y Livezey, 1987; Villalba *et al.*, 2003; Aravena y Luckman, 2008) e índices de vegetación derivados de sensores remotos (Lasaponara, 2006; Li y Kafatos, 2000; Sarkar y Kafatos, 2004; Tourre *et al.*, 2008). El ACP permite identificar los patrones dominantes de variación temporal al reducir la dimensionalidad de los datos climáticos o de IVN, en nuestro caso. Este método re-proyecta las series climáticas (o de IVN) mediante combinaciones lineales a ejes ortogonales que capturan los principales modos de variabilidad (Navarra y Simoncini, 2010). Los componentes principales (CPs) se rotaron utilizando la metodología Varimax. La rotación de los CPs permite obtener patrones espaciales compactos que facilitan la regionalización del área de estudio, a la vez que confiere a los CPs una mayor correlación con los datos de grilla (Richman, 1986; Von Storch y Zwiers, 2001). El ACP se realizó tanto con las series crudas (capturando principalmente la variación debida al ciclo anual) como con las series a las que se les filtró el ciclo anual mediante el cálculo de los desvíos estandarizados.

Para el análisis a nivel de Región Ecológica Homogénea o Tipo Forestal se promediaron los píxeles de IVN agrupados según los criterios de Regiones Ecológicas Homogéneas propuestos por Bran (1992) para las regiones áridas y semiáridas, y el de Subtipos Forestales propuesto por Donoso Zegers (1993) para las regiones de bosques templados. El concepto de Región Ecológica implica la interrelación de los diferentes elementos del medio natural: relieve, clima, hidrografía, suelos y

vegetación. La clasificación de Tipos Forestales responde a las especies presentes y dominantes que conforman la estructura y los estratos superiores de los bosques.

Para cada uno de los grupos identificados se analizó su espectro de potencias y su autocorrelación temporal (intra anual e inter anual). Dado que en la mayoría de las Regiones Ecológicas o Tipos Forestales el IVN presenta un ciclo anual marcado, los espectros de potencia y los gráficos de autocorrelación no permiten obtener información acerca del comportamiento interanual de las series. Para caracterizar la variabilidad interanual, se calcularon las series de desvíos estandarizados y se realizaron nuevamente los espectros de potencia y los análisis de autocorrelación.

Para comparar el desempeño de los CPs para caracterizar la variabilidad del IVN se calcularon los coeficientes de correlación de Pearson y se realizó un análisis de Fourier bi-variado entre las series de IVN derivadas del ACP y las series de IVN promediadas según Región Ecológica o Tipo Forestal. Esto se hizo tanto para las series crudas como para las series de desvíos estandarizados.

Cuando dos series temporales están relacionadas, puede plantearse el interrogante de si esa relación resulta de similitudes en las componentes de alta o de baja frecuencia. En ciertas circunstancias es posible que dos series estén negativamente correlacionadas en la baja frecuencia mientras que las componentes de alta frecuencia estén positivamente correlacionadas.

En complemento al cálculo del coeficiente de correlación entre series temporales, el análisis de Fourier bi-variado o Espectro Cruzado es un método muy útil para comprender la relación entre dos series temporales (Essenwanger, 1986; Bloomfield, 2004; Wang y Li, 1990). La finalidad del análisis de espectro Cruzado es establecer como la variabilidad de dos series de tiempo se expresa en el dominio espectral. Esto significa determinar en qué escalas de tiempo la variabilidad está relacionada y las características de esta co-variación (Von Storch y Zwiers, 2001). Este análisis permite, a través del cálculo de la Coherencia Cuadrada, discriminar si las relaciones entre dos series es producto de similitudes en la alta o la baja frecuencia. De esta forma, podemos ver a la Coherencia Cuadrada como una medida de las relaciones entre series para diferentes intervalos de frecuencia. Asimismo, el análisis espectral permite establecer el desfase entre los diferentes armónicos que componen las series temporales (Shumway y Stoffer, 2010).

Si X_t e Y_t representan dos procesos estocásticos, en este caso pueden ser una serie temporal de precipitación o temperatura, y otra de IVN, la ecuación (1) representa la función de covarianza cruzada entre estas dos series:

$$\gamma_{xy}(\tau) = \varepsilon((X_t - \mu_x)(Y_{t+\tau} - \mu_y)) \quad (1)$$

Donde ε es la varianza, μ_x es la media de X_t y μ_y es la media de Y_t

El espectro cruzado Γ_{xy} se define como la transformada de Fourier de la covarianza entre las dos series:

$$\Gamma_{xy}(\omega) = F\{\gamma_{xy}\}(\omega) = \sum_{\tau=-\infty}^{\infty} \gamma_{xy}(\tau) e^{-2\pi i \tau \omega} \quad (2)$$

El espectro cruzado puede ser descompuesto en una parte imaginaria y otra real:

$$\Gamma_{xy}(\omega) = \Lambda_{xy}(\omega) + i\psi_{xy}(\omega) \quad (3)$$

Las partes real e imaginaria se denominan co-spectrum y espectro de cuadratura respectivamente. El co-spectrum da una idea de hasta qué punto las dos series oscilan con la misma fase. El espectro de cuadratura es una estimación de la tendencia de las series a oscilar con diferencias de fase de un cuarto de ciclo. El espectro cruzado también puede ser escrito en coordenadas polares:

$$\Gamma_{xy}(\omega) = A_{xy}(\omega) e^{i\phi_{xy}(\omega)} \quad (4)$$

Donde A_{xy} y ϕ_{xy} representan la amplitud y la fase del espectro respectivamente. La fase del espectro se define en tres partes:

$$\phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1}(\psi_{xy}(\omega)/\Lambda_{xy}(\omega)) \text{ si } \psi_{xy}(\omega) \neq 0 \text{ y } \Lambda_{xy}(\omega) \neq 0 \quad (5)$$

$$\phi_{xy}(\omega) = \{ 0 \text{ si } \Lambda_{xy}(\omega) > 0 ; \pm\pi \text{ si } \Lambda_{xy}(\omega) < 0 \} \text{ cuando } \psi_{xy}(\omega) = 0 \quad (6)$$

$$\phi_{xy}(\omega) = \{ 0 \text{ si } \psi_{xy}(\omega) > 0 ; \pm\pi \text{ si } \psi_{xy}(\omega) < 0 \} \text{ cuando } \Lambda_{xy}(\omega) = 0 \quad (7)$$

La fase del espectro brinda información acerca del comportamiento conjunto de las dos series al establecer, para cada armónico, el desfase entre las dos series.

La Coherencia Cuadrada está dada por la fórmula:

$$\kappa_{xy}(\omega) = \frac{A_{xy}^2(\omega)}{\Gamma_{xx}(\omega)\Gamma_{yy}(\omega)} \quad (8)$$

La Coherencia varía entre 0 y 1. $K = 0$ implica la no dependencia entre los armónicos y $K = 1$ una dependencia lineal. Esto es análogo al cuadrado del coeficiente de correlación (Panofsky y Brier, 1958).

4.3 Resultados

4.3.1 Caracterización de la variabilidad temporal del Índice de Vegetación Normalizado

Series crudas

La figura 4.1 muestra los patrones espaciales asociados a los cuatro primeros CPs del análisis de las series del Índice de Vegetación Normalizado (IVN) derivado de las imágenes NOAA-AVHRR durante el periodo 2001-2010. En la figura 4.2 se muestran las series temporales de los cuatro CP junto con las series de IVN promediado en las regiones ecológicas o tipos forestales que coinciden geográficamente con los diferentes CPs. Respecto de estos cuatro CP y de los valores promedio de IVN en las regiones ecológicas y tipos forestales que coinciden geográficamente con ellos, se presentan las series temporales (figura 4.2), los espectros de potencia (figura 4.3) y la coherencia cuadrada entre las series crudas (figura 4.4).

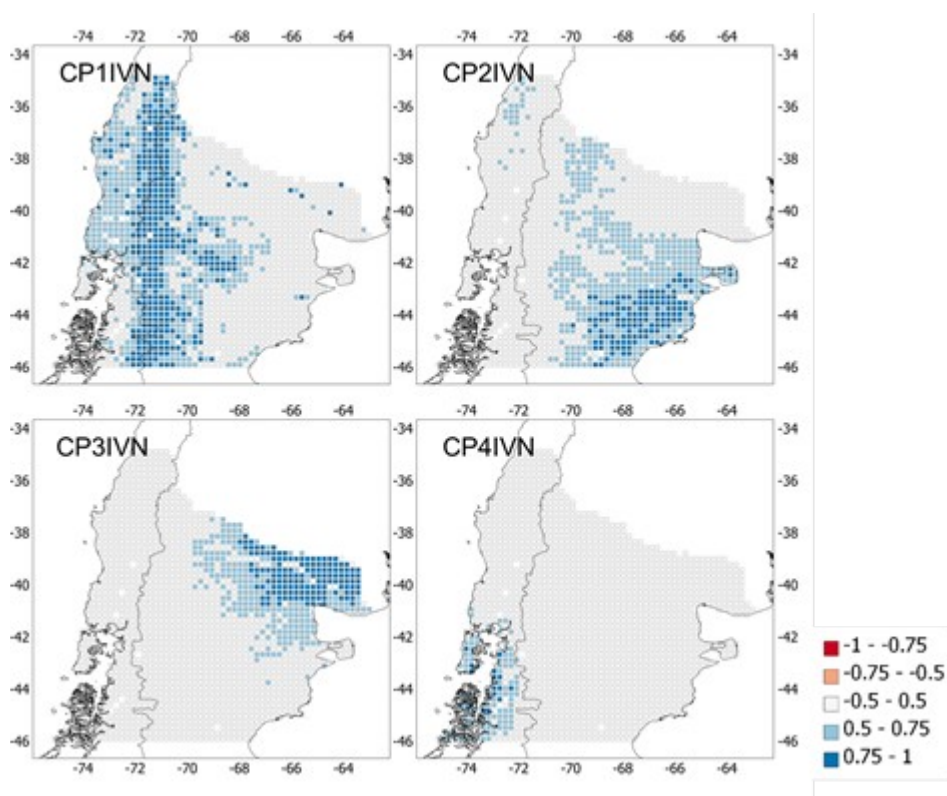


Figura 4.1. Patrones espaciales derivados del ACP (factor loadings) del IVN mensual durante el periodo 2001-2010.

El primer componente (CP1) explica el 43 % de la varianza (Tabla 4.1) y se expresa a ambos lados de la Cordillera de los Andes, entre la costa Pacífica y hasta los 70 ° O. aproximadamente, y sobre sectores occidentales del Macizo Norpatagonico (al Este de los 68° O).

Tabla 4.1 Componentes Principales y varianza explicada por cada uno de ellos.

CP	Varianza (%)	
	Individual	Acumulada
1	43.58	43.58
2	17.17	60.75
3	5.48	66.24
4	3.38	69.62

El comportamiento temporal de este CP se caracteriza por un marcado ciclo anual, con valores mínimos hacia fines del invierno y máximos hacia fines de la primavera y principios del verano (Figs. 4.2 y 4.4). Este ciclo anual explica el 90% de la varianza del CP1 (Fig. 4.3). Los espectros de potencia correspondientes a los Tipos Forestales de Coihue-Rauli-Roble y Araucaria muestran el mismo patrón de comportamiento temporal, en el cual el ciclo anual explica entre un 80 y un 90% de la varianza. Los coeficientes de correlación entre la serie de este CP y las series de IVN promediadas sobre estos tipos forestales son 0,92 y 0,94 respectivamente. Se observa también una alta coherencia, salvo en algunos periodos específicos, como los 20, 7 y 3 meses (Figura 4.4).

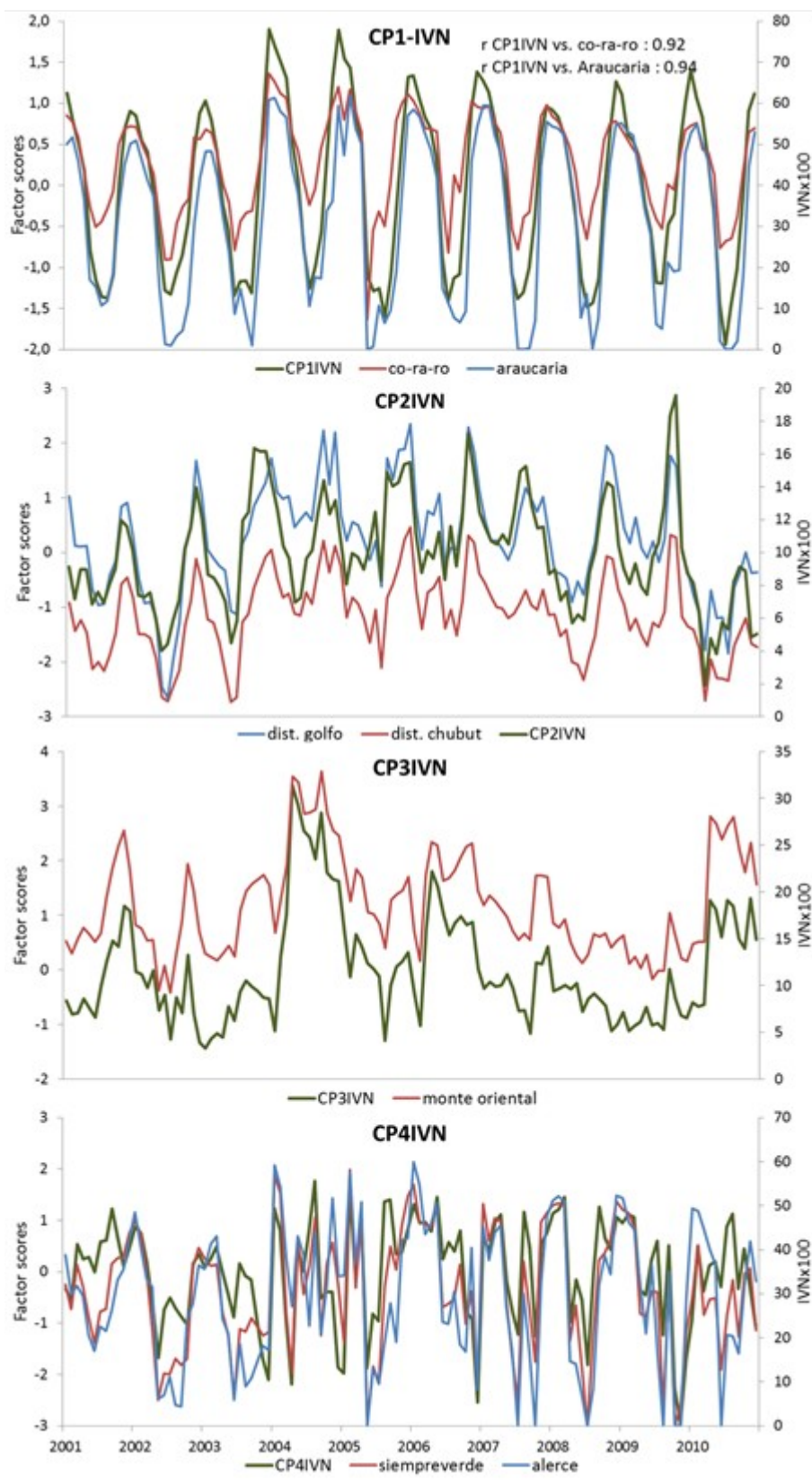


Figura 4.2. Series de IVN (Factor Scores) asociados a los cuatro primeros CP.

El segundo componente (CP2) se expresa espacialmente hacia el Sudeste de la región de estudio (Figura 4.1). El comportamiento temporal está dominado por un ciclo anual de menor amplitud que el CP1 (explica solo el 40 % de la varianza) con valores máximos en primavera y mínimos en el otoño (Figuras 4.2 y 4.4). En el espectro de potencias se puede observar mayor aporte de ciclos intra- e inter-anales a la varianza explicada; el armónico de periodo de dos años explica aproximadamente el 10% de la varianza (Fig. 4.3). Este patrón temporal es consistente con el patrón temporal observado en las Regiones Ecológicas del Distrito Central de Chubut y el Distrito del Golfo (similares composiciones de frecuencias y alta coherencia). Los coeficientes de correlación entre la serie de CP2 y el IVN promediado en estas regiones ecológicas son $r = 0,88$ y $r = 0,86$, respectivamente.

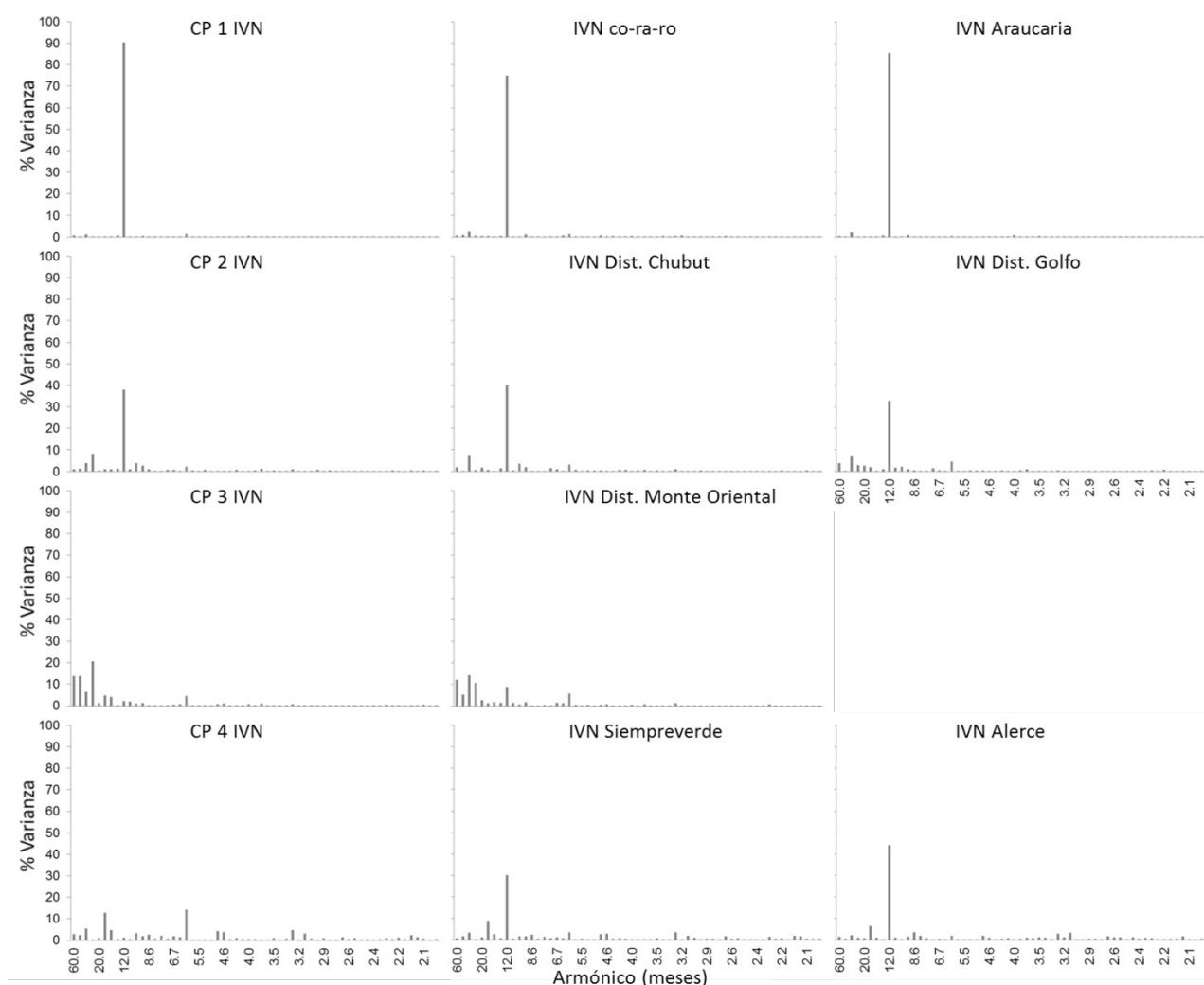


Figura 4.3. Espectro de potencia de las series de precipitación asociadas a los cuatro CP y de las Regiones Ecológicas o Tipos forestales que coinciden geográficamente con cada uno de los CPs.

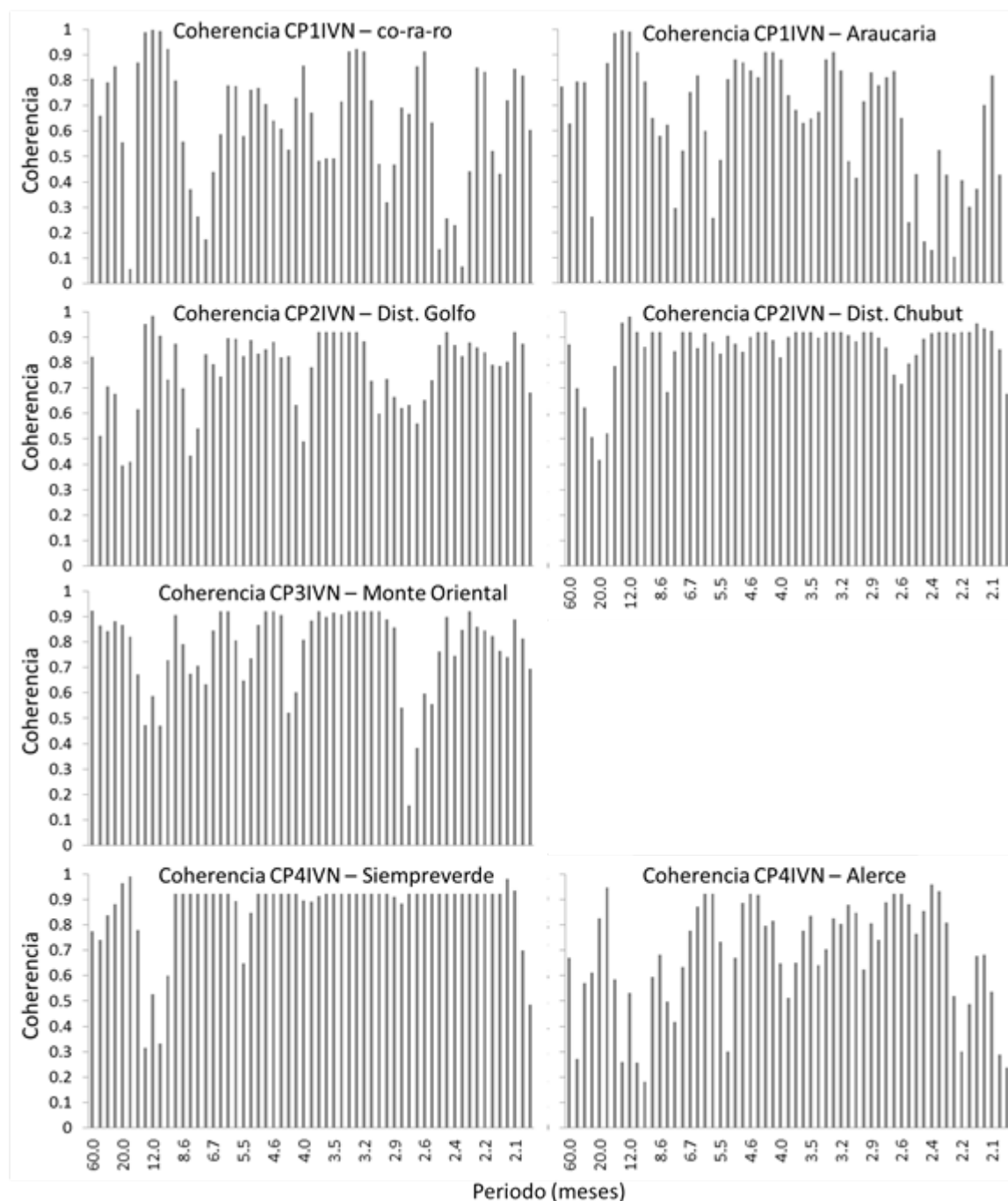


Figura 4.4. Coherencia cuadrada entre las series crudas de los componentes principales (Factor Scores) y el IVN promediado en los tipos forestales o regiones ecológicas correspondientes.

El tercer componente (CP3) explica el 5,5% de la varianza total en IVN. Se corresponde con las Regiones Ecológicas de Monte Austral y Monte Oriental. El ciclo anual tiene escasa relevancia en el comportamiento temporal de este factor (Figs. 4.2 y 4.5). La varianza esta explicada principalmente por el armónico de dos años (20% de varianza aproximadamente); y los armónicos de entre 3 y 5 años (15% de varianza, Fig. 4.3). La composición de frecuencias es similar entre las

series de este CP y la serie de IVN del Monte Oriental, y tanto la coherencia (Fig. 4.4) como el coeficiente de correlación ($r = 0.91$) entre estas series son significativos.

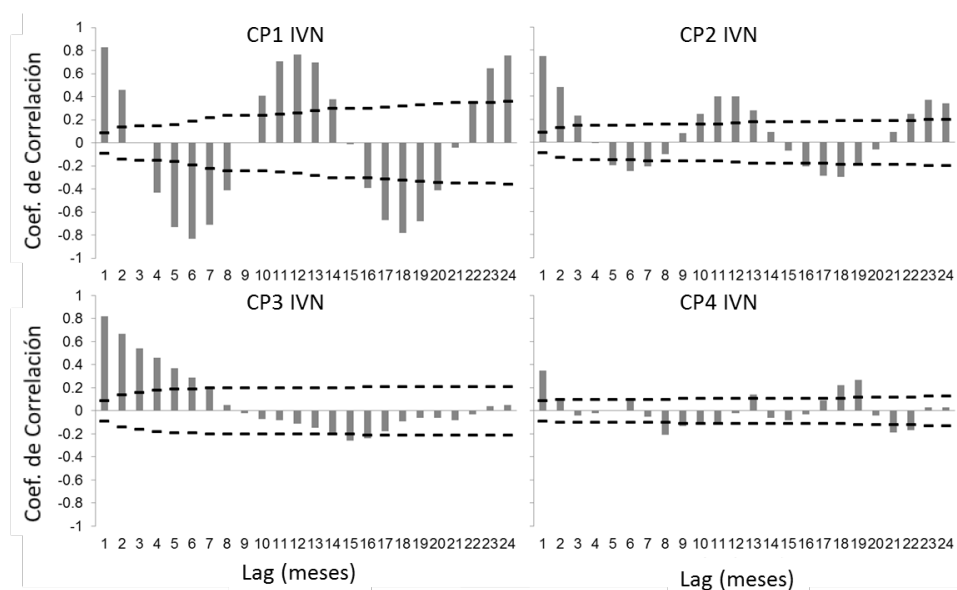


Figura 4.5. Autocorrelogramas de las series de precipitación asociadas a los cuatro componentes principales.

El cuarto componente (CP4) explica el 3.4 % de la varianza (Tabla 5) y se expresa en el Sudoeste de la región (Fig 4.1), coincidiendo con las áreas correspondientes a los Tipos Forestales de Bosque de Alerce y Bosque Siempreverde Valdiviano. El comportamiento temporal se caracteriza por la ausencia de un ciclo anual definido, una gran variación intra-anual y baja auto correlación (Figs. 4.2 y 4.5). Esta alta variabilidad intra-anual puede resultar de la alta nubosidad en la región que afecta la correcta definición de los valores de IVN. Los armónicos que explican mayor porcentaje de varianza (alrededor del 10%) en el espectro de potencias son los de 6 y 17 meses (Fig. 4.3) Se observan discrepancias entre el comportamiento temporal del CP4 y el comportamiento temporal de las series crudas de IVN. En los espectros de potencias del Bosque Valdiviano Siempreverde y del bosque de Alerce, aunque se observa un pico alrededor de los 17 meses, el ciclo anual aporta porcentajes importantes de varianza explicada (alrededor de un 30 y un 50% respectivamente). La coherencia entre la serie temporal de CP4 y la serie de IVN promediada sobre el tipo forestal Siempreverde es muy alta (cercana a 1), salvo para el rango de periodos en torno al armónico anual (coherencia de alrededor de 0,3). Para el tipo forestal Alerce la coherencia también es alta. El coeficiente de correlación entre la serie de este CP y la serie de IVN promediado es mayor para el caso del tipo forestal Siempreverde ($r = 0,82$) que para el tipo forestal Alerce ($r = 0,61$).

Serie estandarizadas

Los patrones espaciales asociados a los cuatro primeros CPs resultantes del análisis de las series de desvíos estandarizados del IVN se muestran en la figura 4.6. Respecto de estos cuatro CP y de los valores promedio de IVN en las regiones ecológicas y tipos forestales que coinciden geográficamente con ellos, se presentan las series temporales (figura 4.7), los espectros de potencia (figura 4.8) y la coherencia cuadrada entre las series de desvíos estandarizados (figura 4.9).

El primer Componente (CP1-E) explica el 38,38% de la varianza (Tabla 4.2) y se relaciona espacialmente con los sectores Centro y Noreste de la región de estudio (con mayores pesos en el área que se corresponde a las Regiones Ecológicas del Monte Oriental y el Monte Austral). Este resultado es consistente con el ACP a partir de las series crudas donde se observa que el CP3 asociado a la vegetación del Monte es el que presenta mayor variabilidad no relacionada al ciclo anual.

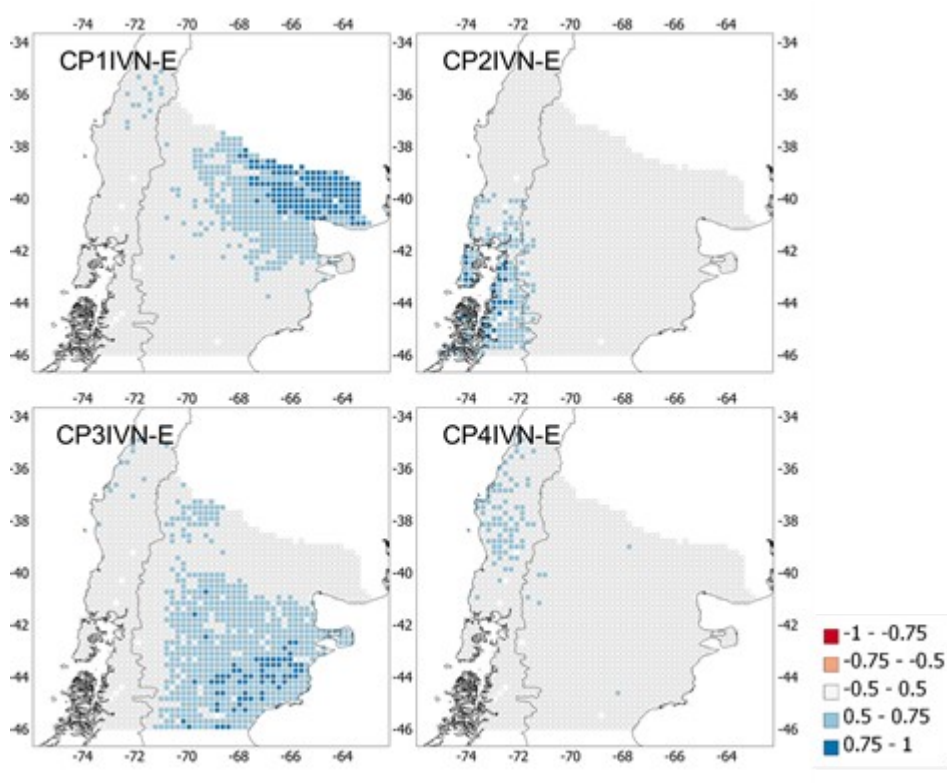


Figura 4.6. Patrones espaciales derivados del ACP (factor loadings) de los desvíos estandarizados del IVN mensual durante el periodo 2001-2010.

El comportamiento temporal de CP1-E está dominado por los armónicos de dos y tres años, que explican el 15 y el 20% de la varianza, respectivamente (Figs. 4.7 y 4.8). El espectro de potencias

de las series de IVN correspondientes a las Regiones Ecológicas del Monte Oriental y el Monte Austral muestra un patrón similar; aunque con menores amplitudes en los armónicos de entre dos y tres años (alrededor del 20% de varianza explicada, Fig. 4.8). La coherencia entre la serie de este CP y la serie de IVN asociada al Monte Oriental es por lo general alta (Fig. 4.9). El Coeficiente de correlación entre estas dos series es de $r = 0.91$.

Tabla 4.2. Componentes principales de los valores de IVN estandarizados y sus respectivas varianzas explicadas.

CP-E	Varianza (%)	
	Individual	Acumulada
1	38.38	38.38
2	6.55	44.93
3	6.15	51.08
4	3.09	54.17

El segundo componente (CP2-E) explica el 6,55 % de la varianza (Tabla 6) y corresponde espacialmente al sector Sudoeste del área de estudio, sobre la Cordillera de los Andes al Sur de los 42° S (Fig. 4.6). Coincide geográficamente con las áreas ocupadas por los Tipos Forestales de Bosque Siempreverde Valdiviano y Bosque de Alerce. Su comportamiento temporal esta explicado por los armónicos de 1-1.5 años (entre 5 y 10 % de varianza), y el armónico de 30 meses (10% de varianza aproximadamente, Fig. 4.8). Los espectros de potencias de los Tipos Forestales de Bosque Siempreverde Valdiviano y Bosque de Alerce también muestran picos de varianza explicada en los armónicos de 18 y 30 meses, con similares porcentajes de varianza (Fig. 4.8); la coherencia entre estas series y la serie del CP es muy alta (entre 0.6 y 0.9), así como los coeficientes de correlación ($r = 0.91$ y $r = 0.78$, respectivamente).

El tercer componente (CP3-E) coincide geográficamente con la Provincia Fitogeográfica Patagónica y algunas zonas del Monte Austral. Presenta mayores cargas en torno a la costa del golfo San Jorge, coincidiendo con la Región Ecológica del distrito del Golfo y el Distrito Central de Chubut. Este factor explica el 6,15% de la varianza total en IVN estandarizado (Tabla 6).

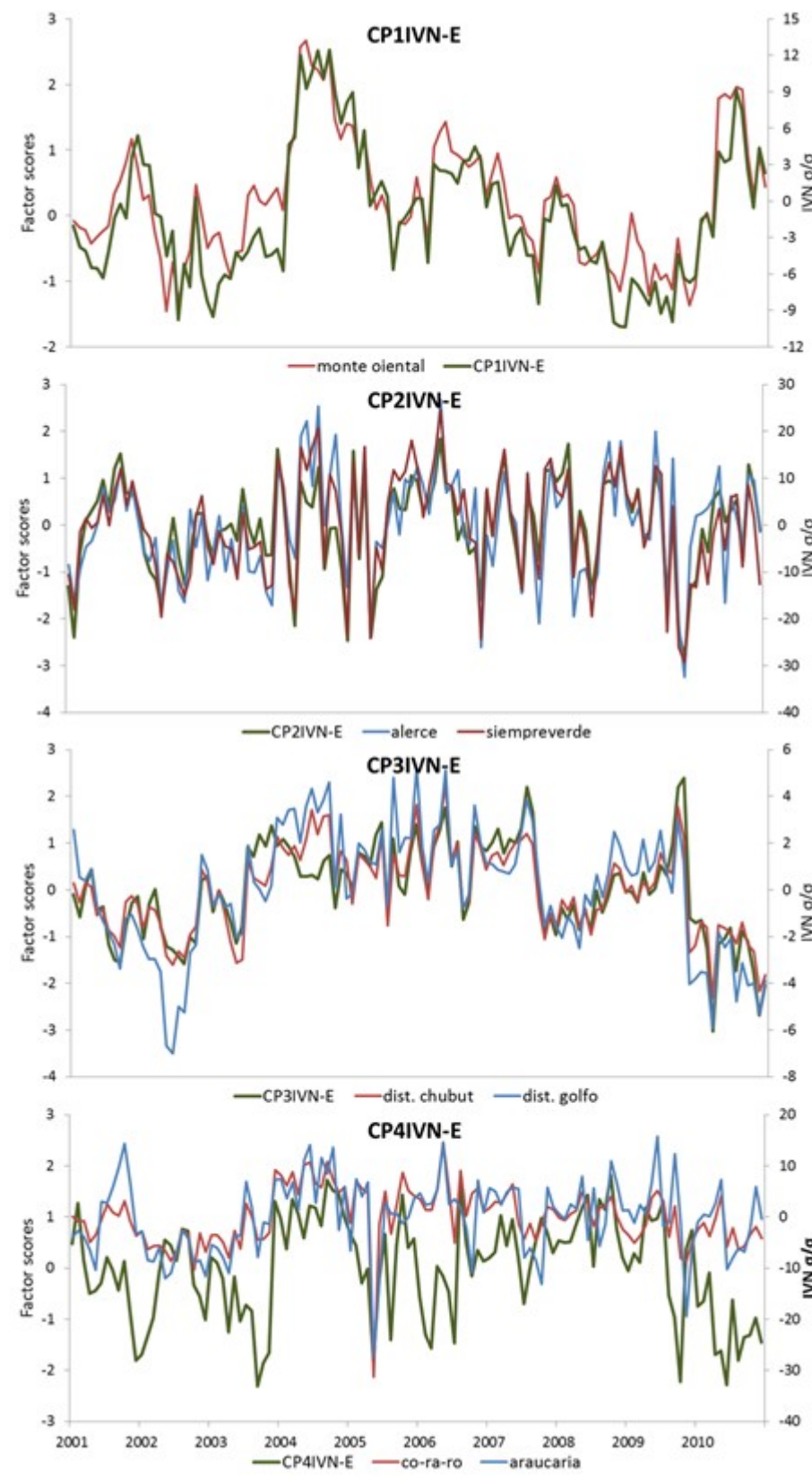


Figura 4.7. Series de IVN (Factor Scores) asociados a los cuatro componentes principales, regiones ecológicas y tipos forestales.

El comportamiento temporal del CP3-E está asociado principalmente a los armónicos de entre 2 y 2.5 años (10% de la varianza explicada aproximadamente). Los espectros de potencias de las Regiones Ecológicas del Distrito Central de Chubut y del Distrito del Golfo muestran un patrón similar, aunque con mayor amplitud en el armónico de 2,5 años (15% de la varianza explicada aproximadamente). Para el Distrito del Golfo también se destaca el armónico de 60 meses, el cual aporta alrededor del 10% de varianza. La coherencia entre la serie de este CP y las series de IVN promediadas en los distritos del Golfo y Central de Chubut es alta (entre 0.8 y 1), con mínimos alrededor de los armónicos de 20 y 2,5 meses. Los coeficientes de correlación entre la serie de este factor y las series de IVN promediadas sobre estas regiones ecológicas son de $r = 0.82$ y $r = 0.9$ respectivamente.

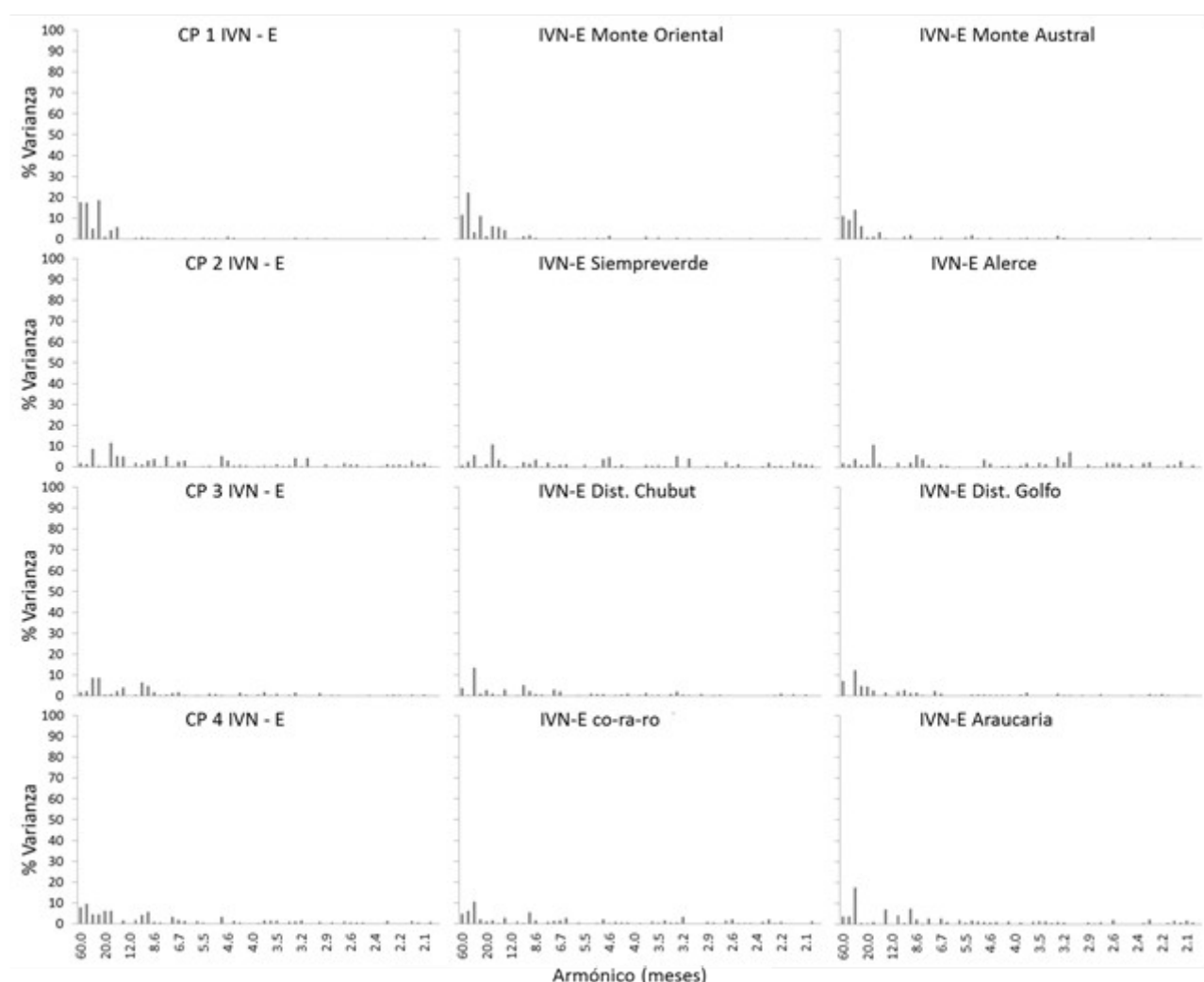


Figura 4.8. Espectro de potencia de las series de IVN asociadas a los cuatro componentes principales y las Regiones Ecológicas o Tipos forestales que coinciden geográficamente con cada uno de los componentes.

El cuarto componente (CP4-E) explica solo el 3 % de la varianza (Tabla 4.2) y su expresión espacial se relaciona con la región de clima mediterráneo, al Norte de los 40° S y al Oeste de los 70° O, aproximadamente. Su comportamiento temporal está dominado por los armónicos de baja frecuencia de entre 2 y 5 años, los cuales explican entre el 5 y el 10 % de la varianza en cada uno. Este CP es el que muestra más discrepancias con las series de IVN. La coherencia es por lo general baja (valores en torno a 0.3 para Coihue-Raúl-Roble y 0.2 para Araucaria) con algunos picos donde alcanza valores de 0.7. Los coeficientes de correlación entre la serie del CP4-E y las series de IVN promediado sobre los tipo forestales Coihue-Raúl-Roble y Araucaria son de $r = 0.55$ y $r = 0.3$, respectivamente.

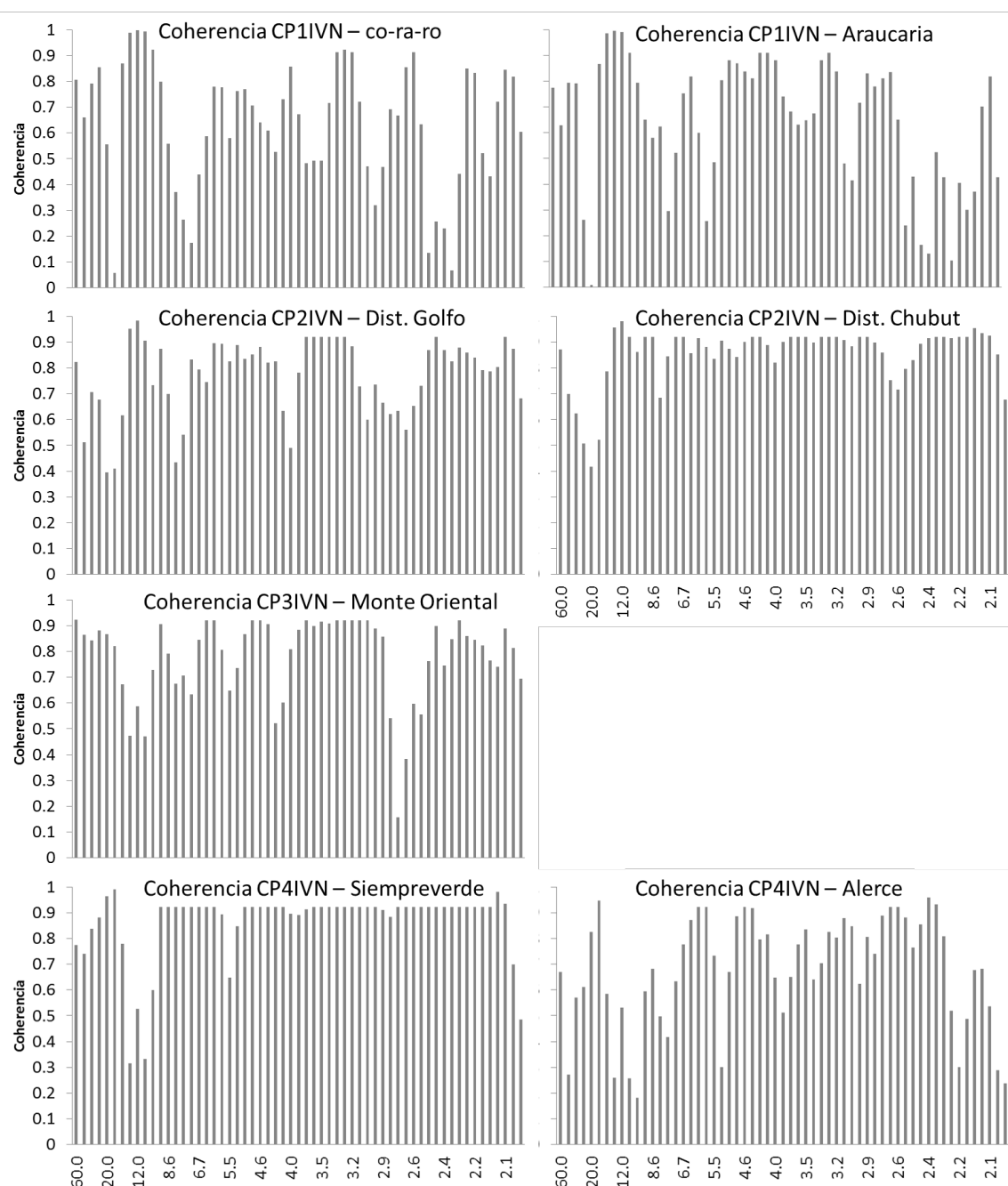


Figura 4.9. Coherencia cuadrada entre las series estandarizadas de los componentes principales (Factor Scores) y el IVN promediado para los tipos forestales o las regiones ecológicas correspondientes.

4.4 Discusión

Tanto el Análisis de Componentes Principales (ACP) como el análisis a nivel de Región Ecológica y Tipo Forestal de las series mensuales crudas de IVN muestran patrones espaciales similares a los registrados a partir del análisis realizado a las series de precipitación sobre la misma región de estudio (Capítulo III). Esto indicaría la existencia de relaciones espaciales entre patrones climáticos

y de IVN. Por otro lado, la similitud entre las series temporales (tanto las series crudas como las series de desvíos) de los CPs del IVN y las promediadas para los tipos forestales o regiones ecológicas permiten atribuirle un significado físico a los CPs. Las cuatro regiones geográficas delimitadas en ambos estudios son similares, y para cada región, el componente de frecuencias del IVN es consistente con el componente de la precipitación (Figura 4.10).

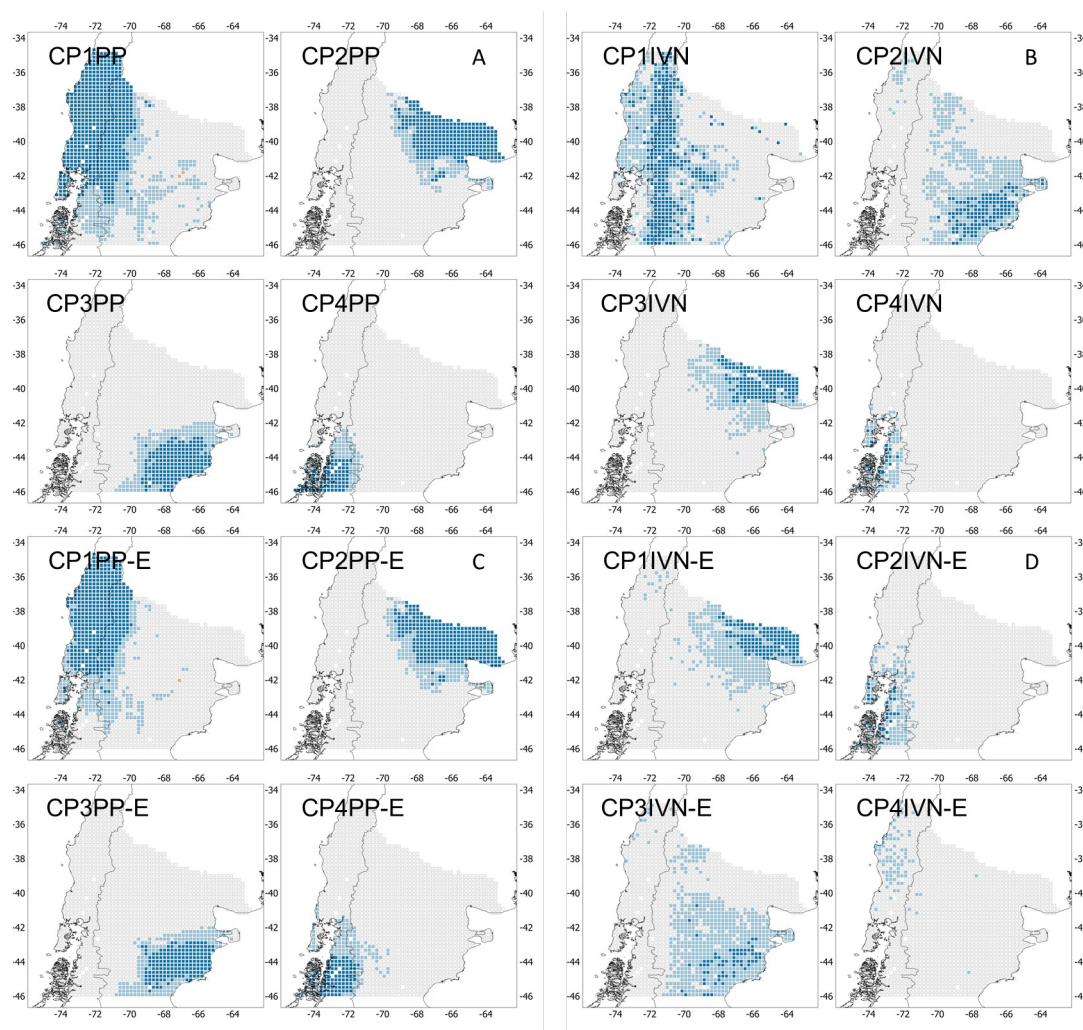


Figura 4.10. Componentes principales de las series crudas de precipitación **(a)** e IVN **(b)**; y de las series de desvíos estandarizados de precipitación **(c)** e IVN **(d)**.

Estas regiones son: 1) un sector sobre la Cordillera de los Andes (con mayores pesos del factor sobre el eje de máximas alturas de la Cordillera) cuyo rasgo principal es un marcado ciclo anual (clima Mediterráneo). Este CP de IVN, además de presentar un ciclo anual marcado en su comportamiento temporal, pareciera estar determinado por el patrón espacial de temperaturas, que a su vez está fuertemente determinado por el gradiente altitudinal. La figura 4.11 muestra el patrón espacial del CP1 (ACP aplicado a las series crudas de IVN) junto con los campos de altura y

temperatura media mensual. Las regiones con mayores valores de Factor Loadings coinciden con las regiones más frías y altas. Los coeficientes de correlación entre los Factor Loadings del CP1, la temperatura y la altura son $r = -0.71$ y $r = 0.64$, respectivamente; 2) un sector al Noreste de la región de estudio, que coincide geográficamente con el área correspondiente al Monte Oriental; que se caracteriza por la poca incidencia del ciclo anual y cuyos armónicos dominantes están entre los 2 y los 5 años; 3) un sector al Sudeste de la región, al Este de los 70° O y al Sur de los 42° S (Distritos del Golfo y Central de Chubut) cuyo comportamiento temporal esta mayormente explicado por el ciclo anual, aunque con menor amplitud que en el caso del CP1 de IVN; y 4) Un sector al Sudoeste de la región, al sur de los 42° y al Este de los 72° aproximadamente, coincidente con los Tipos Forestales de Bosque de Alerce y Bosque Siempreverde Valdiviano, que se caracteriza por la ausencia de un ciclo anual definido, una gran variación intra-anual, baja autocorrelación, y cuya variación interanual está dominada por los armónicos de 6 y 17 meses.

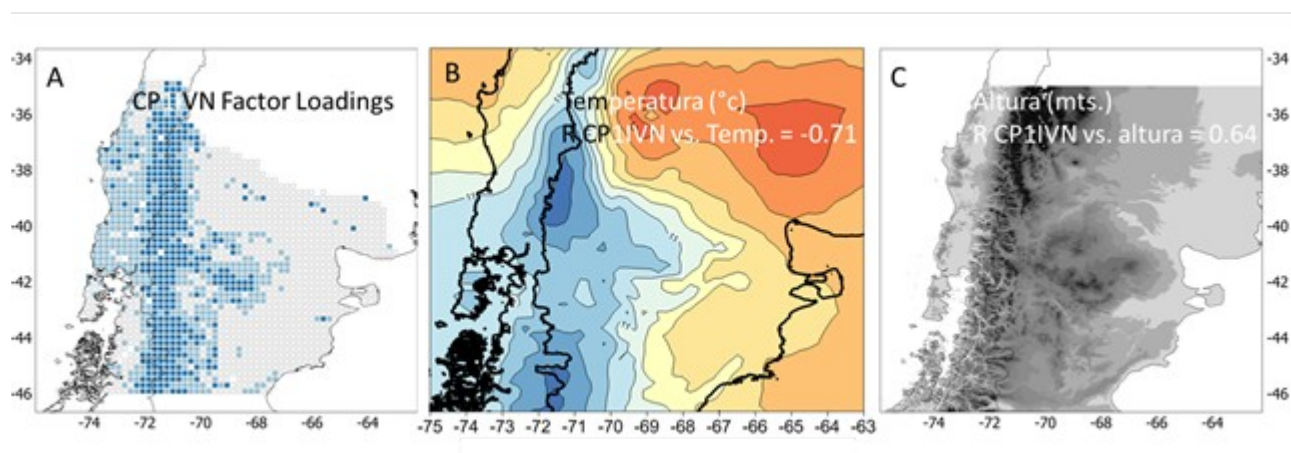


Figura 4.11. Patrón espacial del CP1 de IVN (a), temperatura media anual (b) y altura derivada del Modelo Digital de Elevación Aster (c).

El ACP aplicado a las series de desvíos estandarizados de IVN define cuatro sectores con similar variabilidad interanual: 1) Se encuentra en el centro y Noreste de la región de estudio (con mayores cargas en el área que se corresponde con las Regiones Ecológicas del Monte Oriental y el Monte Austral). La composición del espectro de frecuencias del IVN en este sector está dominada por los armónicos entre 2 y 5 años (entre 5 y 20 % de la varianza explicada cada uno); 2) En el Sudoeste del área de estudio sobre la Cordillera de los Andes al Sur de los 42° S, coincidiendo con las áreas de Bosque Siempreverde Valdiviano y Bosque de Alerce. El comportamiento temporal en este sector esta explicado por los armónicos entre 1 y 1.5 años (entre 5 y 10 % de varianza), y el armónico de 30 meses (10 % de varianza aproximadamente); 3) Ubicado al Sudeste de la región de estudio, en torno a la costa del golfo San Jorge, coincidiendo con el distrito del Golfo; y al Este de

la Cordillera de los Andes al Norte de los 39° S. cuyo comportamiento temporal esta explicado principalmente por los armónicos entre 2 y 2,5 años (10% de la varianza explicada aproximadamente) 4) En el Noroeste de la región de estudio cuyo comportamiento temporal está dominado por los armónicos de baja frecuencia entre 2 y 5 años.

Los análisis de las series de desvíos estandarizados del IVN filtradas a nivel de Región Ecológica y Tipo Forestal muestran, a grandes rasgos, patrones coincidentes: en la región del Monte Oriental dominan los armónicos de baja frecuencia, en la región de clima Oceánico predominan los armónicos cuasi bianual de 27 meses y el de 30 meses; y en el Sudoeste del área de estudio (Distritos del Golfo y Chubut, y Sierras y mesetas) dominan los armónicos de 2 años y 30 meses.

Paruelo *et al.* (1998), considerando diferentes atributos funcionales derivados de la curva anual promedio de IVN, identificaron 12 biozonas para la Patagonia que muestran concordancia con las provincias fitogeográficas. Esta clasificación permitió definir un límite claro entre el Monte y las estepas patagónicas. Además, estos autores observaron una transición gradual entre las diferentes zonas definidas dentro de la provincia fitogeográfica patagónica. En un análisis más extenso espacialmente, Paruelo *et al.* (2001) clasificaron los ecosistemas templados de América del Sur en 19 tipos funcionales. Para la Patagonia, los tipos funcionales encontrados coincidieron con las provincias fitogeográficas del Monte Austral y Monte Oriental, la estepa patagónica y los bosques subantárticos. En nuestro análisis, la delimitación de patrones espaciales cambia si se considera la escala temporal anual e intra-anual o la escala inter-anual. En la primera, se diferencian los ecosistemas principalmente debido a la fase y a la amplitud del ciclo anual de IVN, que decrece desde la región mediterránea hacia el Sur y hacia el Este. Este rasgo coincide con el comportamiento de los patrones regionales de la precipitación (ver Figs. 3.14, 3.15 y 3.16). Se diferencian claramente las regiones altas a lo largo de la Cordillera de los Andes y el Macizo Norpatagónico (que coincide en parte con la región de clima mediterráneo), el Monte Oriental, la región de climas oceánicos y las regiones Ecológicas del Golfo y Distrito Central de Chubut. Al considerar la escala inter-anual, se observa una diferencia más clara entre el Monte Oriental y las Regiones Ecológicas patagónicas (Sierras y Mesetas, Distritos Centrales de Rio Negro y Chubut).

4.5 Conclusiones

El análisis de las series crudas y estandarizadas de IVN promediadas por Regiones Ecológicas Homogéneas y Tipos Forestales, y agrupadas según el Análisis de Componentes Principales (ACP),

permite identificar subregiones con patrones similares de vegetación que comparten similar variabilidad intra- e inter-anual.

Se pueden reconocer, a grandes rasgos, cuatro regiones donde la variabilidad temporal de estas variables se comporta de manera más o menos homogénea: 1) Región de Clima Mediterráneo, que se corresponde con los Tipos Forestales Araucaria, Coihue – Raulí – Roble, las Regiones Ecológicas Pastizales Subandinos y Sierras y Mesetas (en transición con el clima Frio Semiárido), y el Tipo Forestal Lenga, en transición con el clima Templado Oceánico; 2) Una región que se corresponde con los Tipos de clima Frío Semiárido y Árido Frío, que comprende a las Regiones Ecológicas de Sierras y Mesetas, Distrito central de Chubut y Distrito del Golfo (que a su vez conforman la Provincia Fitogeográfica Patagónica); 3) Una región que se corresponde con los climas Oceánico Subpolar y Templado Oceánico, que comprende a los Tipos Forestales Alerce, Siempreverde Valdiviano y Lenga; y 4) Las Regiones Ecológicas pertenecientes a la Provincia Fitogeográfica del Monte (Monte Austral y Monte Oriental).

Capítulo V: Influencia de la precipitación y la temperatura sobre la dinámica temporal del IVN en el norte de la Patagonia

5.1 Introducción

Las interacciones de largo plazo (centurias a milenios o mayores) entre el clima, las características dinámicas del paisaje y la historia de la vegetación, determinan el tipo de bioma existente a escala regional o subcontinental (Adams y Zeng, 2007, Chapin *et al.*, 2011). Por su parte, las interacciones en escalas interanuales a decenales entre las variaciones climáticas, los regímenes de disturbio y los ecosistemas condicionan aspectos de la dinámica vegetal relacionados con el ritmo de crecimiento de la vegetación (Fabricante *et al.*, 2009; Jobbagy y Sala, 2000), el reclutamiento de nuevos individuos (Villalba y Veblen 1997; Lopez *et al.*, 2013) y la mortalidad de los ejemplares establecidos (Villalba y Veblen, 1998; Suarez *et al.*, 2004).

A nivel global, las variaciones cuasi-cíclicas del clima, incluyendo la marcha anual de la temperatura y la precipitación, resultan en ciclos de mayor o menor actividad fotosintética a escala de ecosistemas o de región (Baird, 1999; Los *et al.*, 2001). En el Norte de la Patagonia, el clima varía geográficamente y, en cada región, en diferentes escalas temporales (Aravena y Luckman, 2009; Garreaud *et al.*, 2009; Paruelo *et al.*, 1998).

Diversos autores han abordado el análisis de las relaciones entre las variaciones climáticas y el IVN (Índice de Vegetación Normalizado). Las relaciones suelen ser complejas y, a veces, no resultan obvias. La influencia de la precipitación, la temperatura, o a ambas variables sobre el IVN depende del ecosistema estudiado (Mohamed *et al.*, 2004; Los *et al.*, 2001; Knapp y Smith, 2001), del tipo funcional de la vegetación dominante (Ehleringer *et al.*, 1991), así como del momento del año que condiciona el estado fenológico de la vegetación (Buermann *et al.*, 2003; Mao *et al.*, 2012; Ichii *et al.*, 2002). Por ello, Braswell

(1997) propuso que los patrones espaciales de correlación entre las variables climáticas y el IVN a nivel global resultan de la combinación de las respuestas individuales de los diferentes ecosistemas.

Las relaciones entre variables climáticas y el IVN puede ocurrir simultáneamente o con desfases en diferentes escalas temporales (Oosterheld *et al.*, 2001; Los *et al.*, 2001; Bao *et al.*, 2015). Estos desfases pueden deberse a asincronías entre los ciclos regulares de las variables climáticas y los ciclos fenológicos de la vegetación (Ehleringer *et al.*, 1991); o a que el IVN, al representar un atributo de la vegetación, se comporta en muchos casos como un sistema inercial, con respuestas retardadas (Colyvan y Ginzburg, 2003). Es decir, que la respuesta de los ecosistemas a los cambios ambientales no siempre es inmediata, sino que está influenciada por el estado previo de la vegetación, existiendo entonces un tipo de resistencia al cambio inducido por las variaciones en el ambiente externo. Dicha inercia genera también una respuesta diferencial de los seres vivos a distintas temporalidades o frecuencias del cambio ambiental al cual están sometidos (Drinkwater *et al.*, 2010; Mahecha *et al.*, 2010). En general, los sistemas biológicos *filtran* los ciclos más cortos del ambiente, con respuestas más difíciles de detectar a los cambios con frecuencias más altas. Por el contrario, siguen o copian mejor los cambios más graduales que ocurren en el ambiente en frecuencias más bajas (Stenseth *et al.*, 2002). Por ejemplo, la productividad primaria de muchas especies arbustivas de zonas áridas y semi-áridas no tiene una respuesta inmediata y proporcional frente a eventos únicos de precipitaciones extraordinarias (e.g. tormentas pasajeras), sino más bien al nivel de precipitaciones acumuladas en un período más largo y que afectan la recarga de agua en el suelo (Jobbágy y Sala 2000, Fabicante *et al.* 2009).

El objetivo de este capítulo es analizar la relación temporal entre las series climáticas y de IVN resultantes del Análisis de Componentes Principales (ACP) desarrollado en capítulos

anteriores, atendiendo a los desfases temporales y las diferentes escalas temporales en las que pueden manifestarse estas interacciones (anual, estacional, intra e inter anual).

5.2 Materiales y métodos

5.2.1 Datos y metodología

Los datos mensuales de precipitación y temperatura provienen de las grillas GCPN de 20 x 20 km desarrolladas en el Capítulo II (Bianchi *et al.*, 2015). Estas grillas fueron confeccionadas a partir de datos mensuales de estaciones meteorológicas utilizando el método geoestadístico co-kriging (Isaaks y Srivastava, Goovaerts, 1998). Los datos de IVN se derivaron de las imágenes NOAA-AVHRR. Las imágenes fueron degradadas desde su resolución original de 1 km x 1 km a la resolución de GCPN. Se seleccionó el periodo 2001-2010 ya que durante este periodo las imágenes NOAA-AVHRR no presentan meses faltantes durante el invierno. Se eliminó la tendencia lineal tanto en los datos de precipitación y temperatura como en los datos de IVN restando la recta de tendencia lineal a las series crudas.

5.2.1.1 Análisis de la relación temporal entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN

En esta sección se analizaron las relaciones entre las variables climáticas (precipitación y temperatura) y el IVN. El ACP detallado en los capítulos III y IV delimita, a grandes rasgos, regiones geográficas con variaciones similares en la temperatura, la precipitación y el IVN. Para cada región geográfica, se analizaron las correlaciones cruzadas y se realizó un análisis de Fourier bi-variado entre los componentes derivados del ACP de 1) precipitación e IVN y 2) temperatura e IVN. Esto se realizó tanto para el ACP de las series crudas como de las series de desvíos estandarizados.

Cuando dos series temporales están relacionadas, puede plantearse el interrogante de si esa relación resulta de similitudes en las componentes de alta o de baja frecuencia. En ciertas circunstancias es posible que dos series estén negativamente correlacionadas en la baja

frecuencia mientras que las componentes de alta frecuencia estén positivamente correlacionadas.

En complemento al cálculo del coeficiente de correlación entre series temporales, el análisis de Fourier bi-variado o Espectro Cruzado es un método muy útil para comprender la relación entre dos series temporales (Essenwanger, 1986; Bloomfield, 2004; Wang y Li, 1990). La finalidad del análisis de espectro Cruzado es establecer como la variabilidad de dos series de tiempo se expresa en el dominio espectral. Esto significa determinar en qué escalas de tiempo la variabilidad está relacionada y las características de esta co-variación (Von Storch y Zwiers, 2001). Este análisis permite, a través del cálculo de la Coherencia Cuadrada, discriminar si las relaciones entre dos series es producto de similitudes en la alta o la baja frecuencia. De esta forma, podemos ver a la Coherencia Cuadrada como una medida de las relaciones entre series para diferentes intervalos de frecuencia. Asimismo, el análisis espectral permite establecer el desfase entre los diferentes armónicos que componen las series temporales (Shumway y Stoffer, 2010).

Si X_t e Y_t representan dos procesos estocásticos, en este caso pueden ser una serie temporal de precipitación o temperatura, y otra de IVN, la ecuación (1) representa la función de covarianza cruzada entre estas dos series:

$$\gamma_{xy}(\tau) = \varepsilon((X_t - \mu_x)(Y_{t+\tau} - \mu_y)) \quad (1)$$

Donde ε es la varianza, μ_x es la media de X_t y μ_y es la media de Y_t

El espectro cruzado Γ_{xy} se define como la transformada de Fourier de la covarianza entre las dos series:

$$\Gamma_{xy}(\omega) = F\{\gamma_{xy}\}(\omega) = \sum_{\tau=-\infty}^{\infty} \gamma_{xy}(\tau) e^{-2\pi i \tau \omega} \quad (2)$$

El espectro cruzado puede ser descompuesto en una parte imaginaria y otra real:

$$\Gamma_{xy}(\omega) = \Lambda_{xy}(\omega) + i\psi_{xy}(\omega) \quad (3)$$

Las partes real e imaginaria se denominan co-spectrum y espectro de cuadratura respectivamente. El co-spectrum da una idea de hasta qué punto las dos series oscilan con

la misma fase. El espectro de cuadratura es una estimación de la tendencia de las series a oscilar con diferencias de fase de un cuarto de ciclo. El espectro cruzado también puede ser escrito en coordenadas polares:

$$\Gamma_{xy}(\omega) = A_{xy}(\omega)e^{i\phi_{xy}(\omega)} \quad (4)$$

Donde A_{xy} y ϕ_{xy} representan la amplitud y la fase del espectro respectivamente. La fase del espectro se define en tres partes:

$$\phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1}(\psi_{xy}(\omega)/\Lambda_{xy}(\omega)) \text{ si } \psi_{xy}(\omega) \neq 0 \text{ y } \Lambda_{xy}(\omega) \neq 0 \quad (5)$$

$$\phi_{xy}(\omega) = \{ 0 \text{ si } \Lambda_{xy}(\omega) > 0 ; \pm\pi \text{ si } \Lambda_{xy}(\omega) < 0 \} \text{ cuando } \psi_{xy}(\omega) = 0 \quad (6)$$

$$\phi_{xy}(\omega) = \{ 0 \text{ si } \psi_{xy}(\omega) > 0 ; \pm\pi \text{ si } \psi_{xy}(\omega) < 0 \} \text{ cuando } \Lambda_{xy}(\omega) = 0 \quad (7)$$

La fase del espectro brinda información acerca del comportamiento conjunto de las dos series al establecer, para cada armónico, el desfase entre las dos series.

La Coherencia Cuadrada está dada por la fórmula:

$$\kappa_{xy}(\omega) = \frac{A_{xy}^2(\omega)}{\Gamma_{xx}(\omega)\Gamma_{yy}(\omega)} \quad (8)$$

La Coherencia varía entre 0 y 1. $K = 0$ implica la no dependencia entre los armónicos y $K = 1$ una dependencia lineal. Esto es análogo al cuadrado del coeficiente de correlación (Panofsky y Brier, 1958).

5.2.1.2 Análisis de la relación intra-anual (o estacional) entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN

Las relaciones entre la precipitación o la temperatura con el IVN pueden ser independientes de la época del año o tener dependencia estacional (Los *et al.*, 2001; Ichii *et al.*, 2002). Diversos autores (Ehleringer *et al.*, 1991; Paruelo *et al.*, 1998, Paruelo *et al.*, 2001) sugieren que la respuesta de la vegetación a las variaciones en la temperatura y la

precipitación puede depender de la fase fenológica, la cual a su vez varía según la especie o grupo funcional. Los resultados de los capítulos anteriores sugieren que tanto las variables climáticas como el IVN varían en diferentes escalas temporales. La presencia de un ciclo anual en las series temporales de estas variables es uno de los rasgos principales. Sin embargo, para la precipitación y el IVN, la amplitud del ciclo anual en el norte de la Patagonia varía geográficamente, decreciendo en importancia desde la región de clima mediterráneo, con un marcado ciclo anual, hacia el Sur y el Este, donde es menos marcado.

Con el objetivo de desagregar estacionalmente las relaciones entre las variables climáticas y el IVN, se realizaron diferentes composiciones temporales para las variables climáticas y se calcularon los mapas de correlación con desfases temporales desde uno hasta 12 meses (un año). Para la precipitación se calcularon composiciones trimestrales y semestrales, mientras que para la temperatura se trabajó con composiciones trimestrales y con la temperatura media mensual. Para cada composición trimestral de IVN, se calcularon las correlaciones con la precipitación y la temperatura para el mismo periodo, y para los diferentes desfases según se detalla en las figuras 5.1, 5.2 y 5.3.

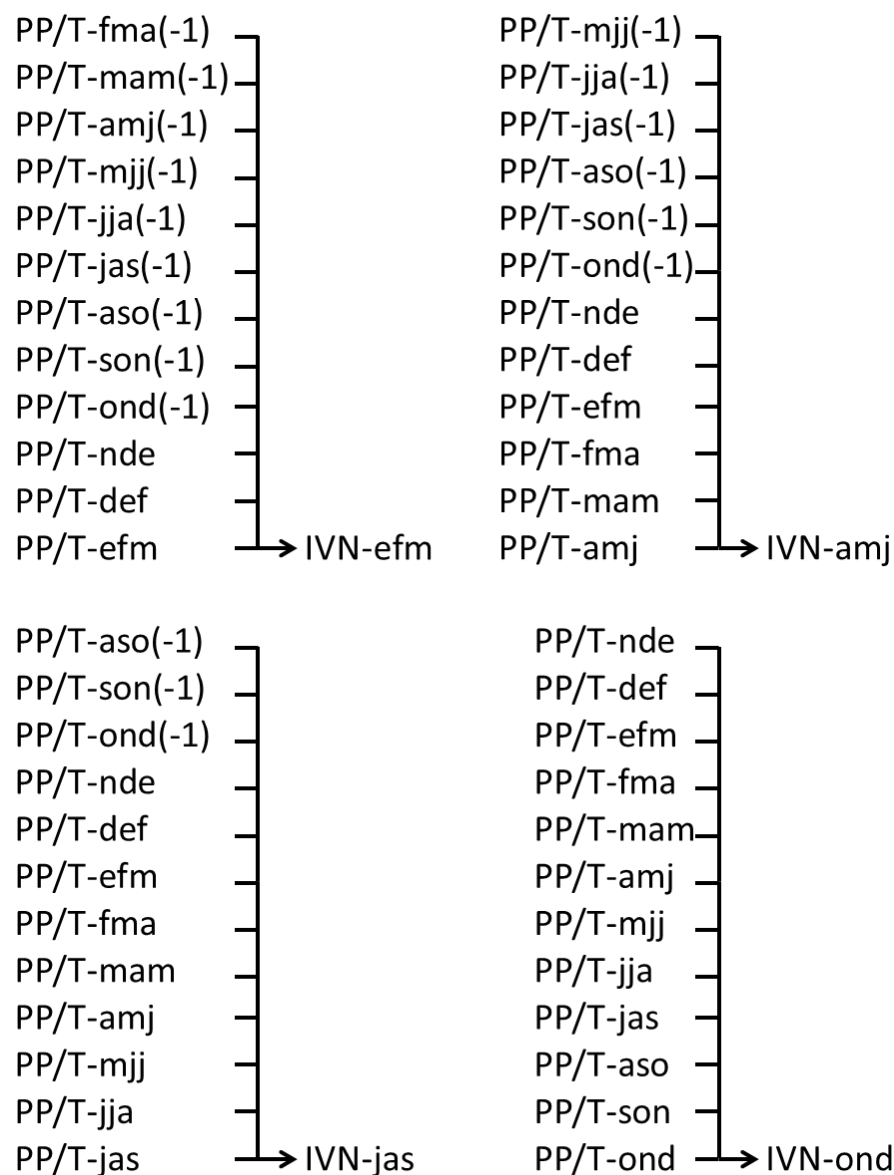


Figura 5.1. Correlaciones entre composiciones trimestrales de precipitación y temperatura vs. IVN. (-1) se refiere a un trimestre del año calendario previo.

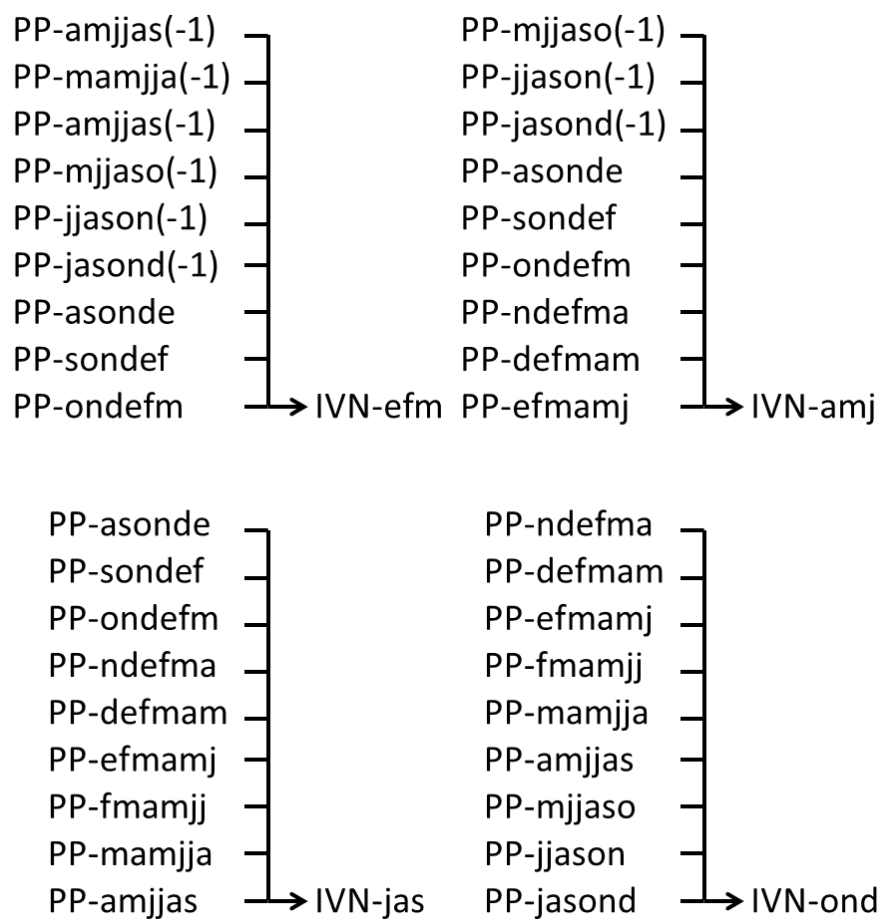


Figura 5.2. Correlaciones entre composiciones semestrales de precipitación vs. composiciones trimestrales de IVN. (-1) se refiere a un semestre del año calendario previo.

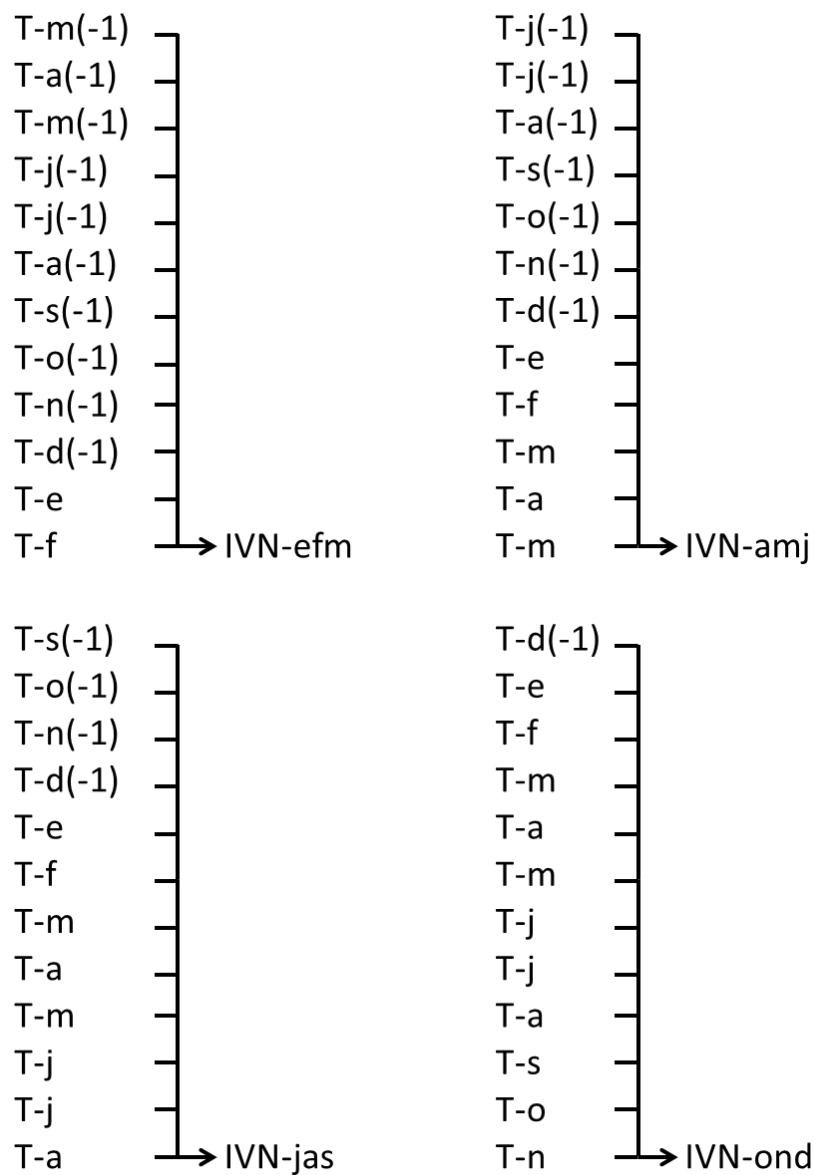


Figura 5.3. Correlaciones entre promedios mensuales de temperatura vs. composiciones trimestrales de IVN. (-1) se refiere a un mes del año calendario previo.

5.3 Resultados

5.3.1 Análisis de la relación temporal entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN

5.3.1.1 Relación entre precipitación e IVN

Zona 1 – Región del tipo climático mediterráneo

Series crudas

La figura 5.4 muestra los *Factor Loadings* de los primeros autovalores del ACP realizado a las series crudas de IVN y precipitación (PP). El rasgo más importante a destacar respecto a la relación entre estos dos componentes es que ambos presentan un marcado ciclo anual y que el desfase entre ambos varía entre 3 y 4 meses (el máximo de precipitación ocurre en invierno mientras que el máximo de IVN ocurre hacia comienzos de la primavera, Figs. 5.5 y 5.6)

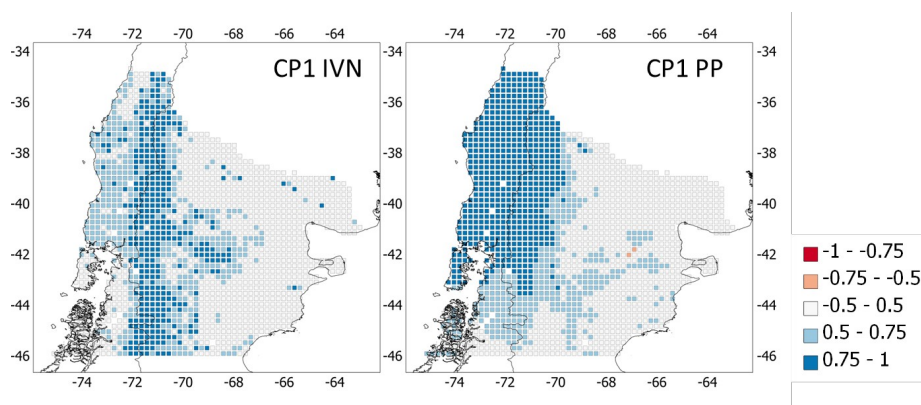


Figura 5.4. CP1 factor loadings de las series mensuales de IVN (izquierda) y precipitación (derecha).

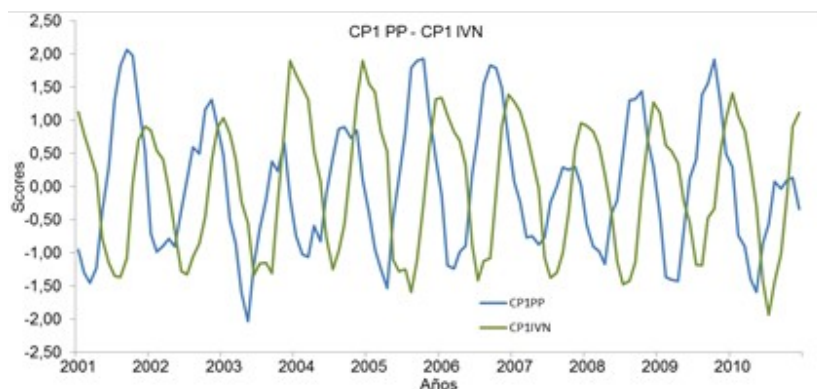


Figura 5.5. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

La Coherencia entre ambas series es máxima alrededor del año (Fig. 5.7). No obstante, también se observan máximos relativos alrededor de los 3.3, 2.8 y 2.3 meses, casi sin desfase entre los armónicos.

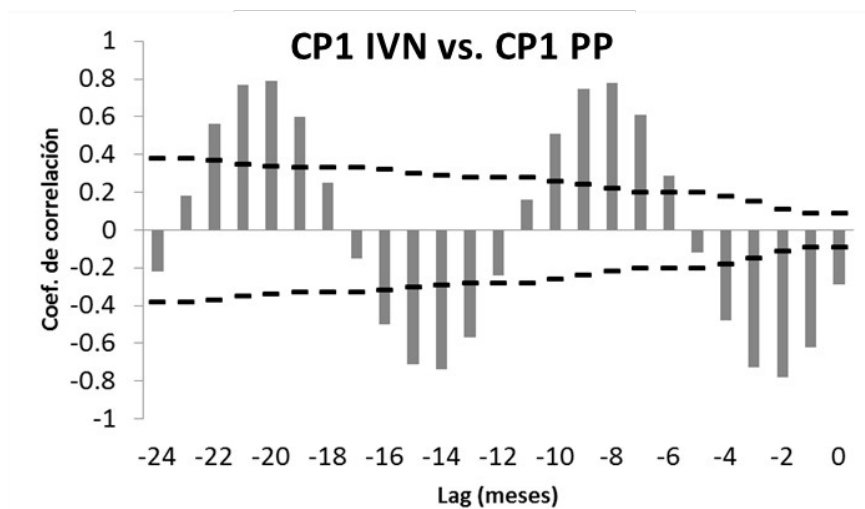


Figura 5.6. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de precipitación correspondientes a los CP1.

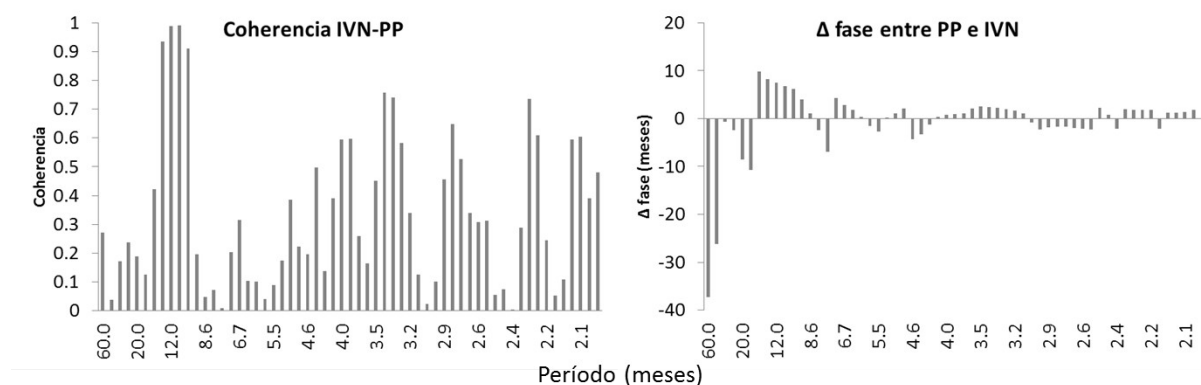


Figura 5.7. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los CP1 de las series de IVN y precipitación.

Series estandarizadas

Para los componentes (Fig. 5.8) del ACP realizado sobre los desvíos estandarizados, la correlación resulta negativa entre los cuatro y los doce meses de desfase, con correlaciones máximas a los 8 meses (Fig. 5.10).

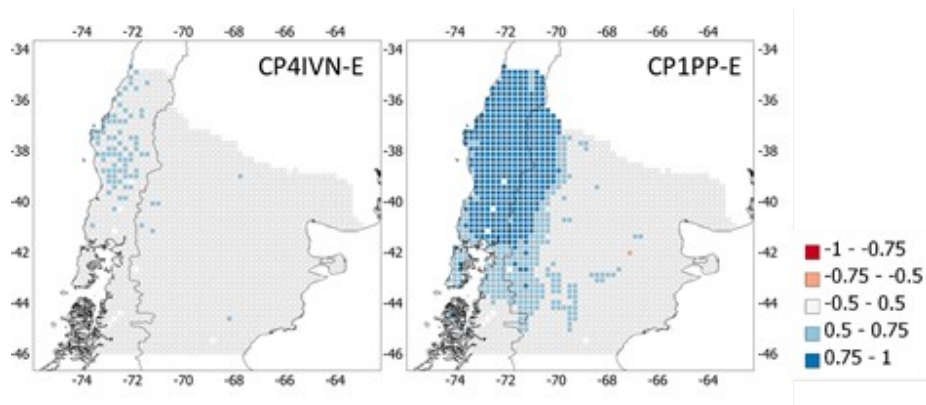


Figura 5.8. Factor Loadings de las series de desvíos estandarizados de CP4 IVN (izquierda) y CP1 precipitación (derecha).

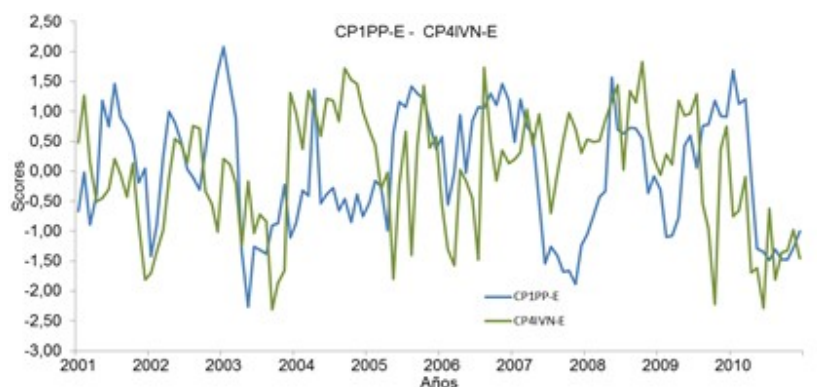


Figura 5.9. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

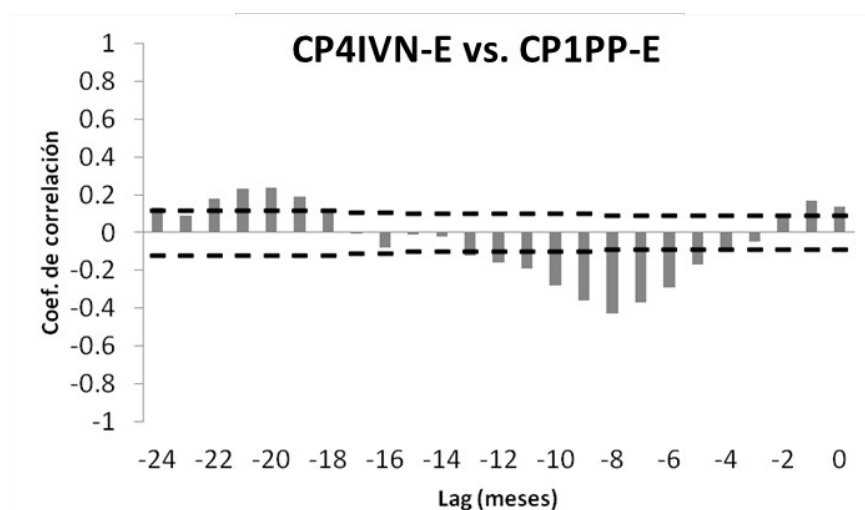


Figura 5.10. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de desvíos estandarizados de IVN y los Factor Scores del ACP de las series de desvíos estandarizados de precipitación.

La coherencia entre ambas series tiene un máximo absoluto cercano al año; y otros máximos alrededor de los 4.6 meses y los 2.7 meses (Fig. 5.11). Para el ciclo de 4.6 meses, se observa un desfase de alrededor de 3 meses entre la precipitación y el IVN (el amónico

de 4.6 meses de precipitación se adelanta 3 meses al armónico de 4.6 meses de IVN). Para el armónico de 2.7 meses, los desfases son menores (entre 0 y 2 meses)

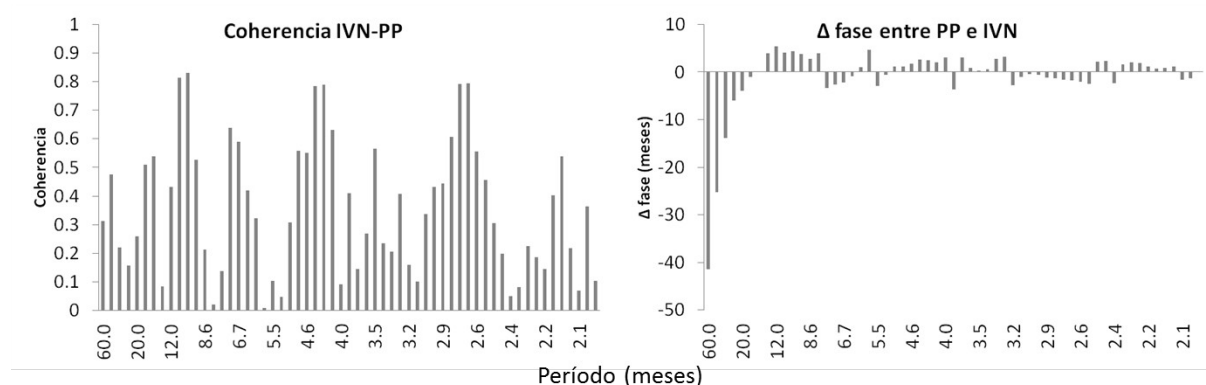


Figura 5.11. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 1 de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y precipitación.

Zona 2 – Regiones ecológicas del Distrito Central de Chubut y Distrito del Golfo

Series crudas

La figura 5.12 muestra los componentes principales del IVN y la precipitación que se corresponden con las regiones ecológicas del Distrito Central de Chubut y el Distrito del Golfo. Estos dos componentes presentan un ciclo anual de poca amplitud y el desfase varía entre 3 y 4 meses (el máximo de precipitación ocurre en invierno mientras que el máximo de IVN ocurre hacia la primavera, Figs. 5.13 y 5.14).

Capítulo V: Influencia de la precipitación y la temperatura sobre la dinámica temporal del IVN en el norte de la Patagonia

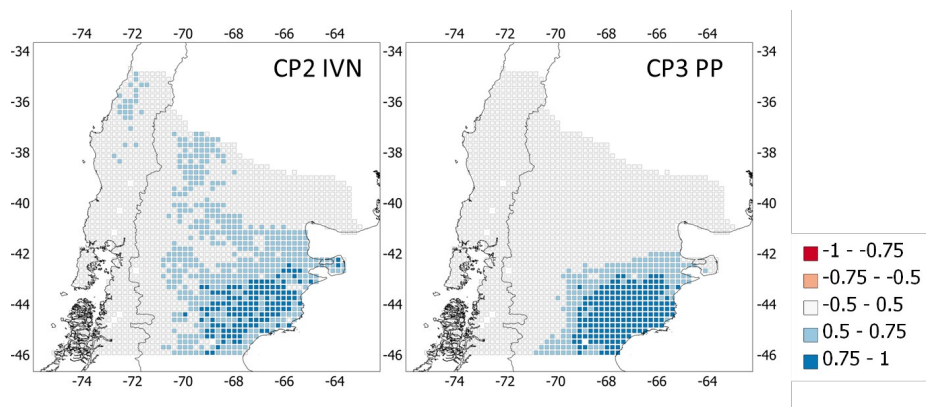


Figura 5.12. Factor Loadings de las series de IVN (izquierda) y precipitación (derecha).

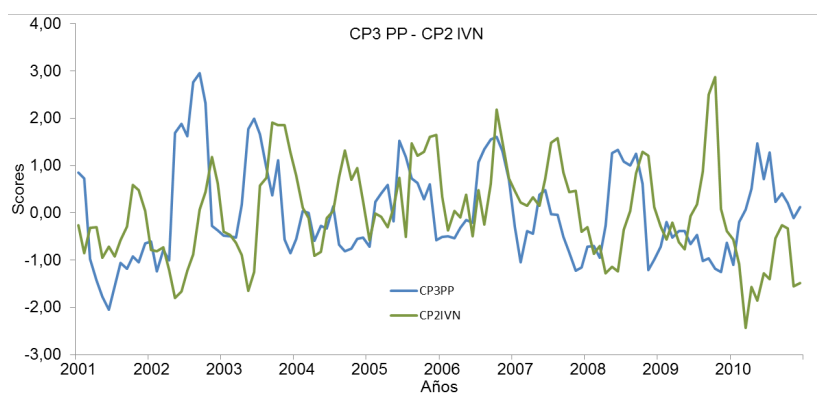


Figura 5.13. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

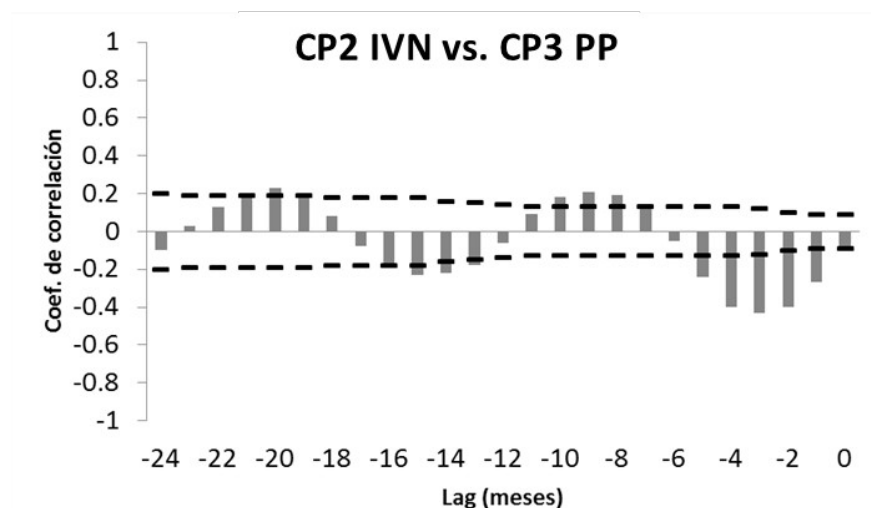


Figura 5.14. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de precipitación.

La coherencia entre ambas series muestra varios máximos en las frecuencias intra anuales, las más importantes alrededor de los 3.5, 3, 2.6 y 2.1 meses. En esas frecuencias, los ciclos de precipitación se adelantan a los ciclos de IVN entre 1 y dos meses (Fig. 5.15). También se observa un máximo de coherencia alrededor de los 21 meses, con un desfase entre ambos armónicos de 20 meses.

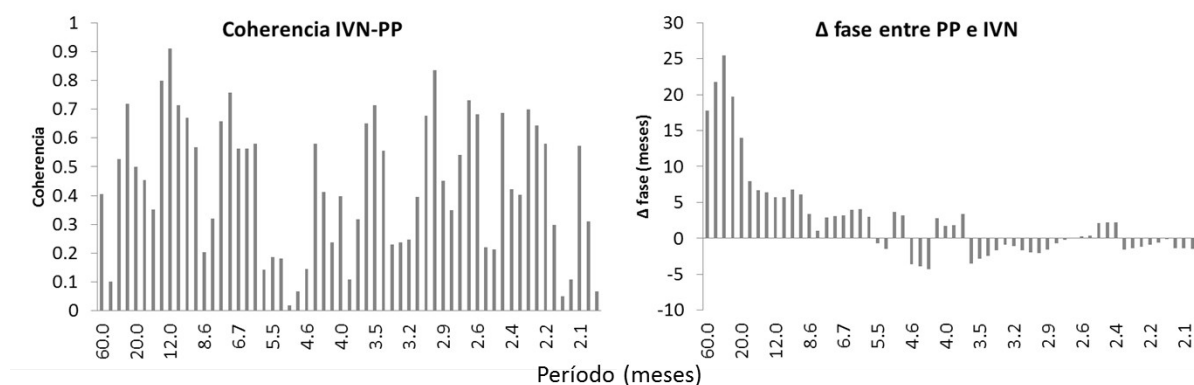


Figura 5.15. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 2 y 3 de las series de IVN y precipitación.

Series estandarizadas

Los *Factor Scores* de los componentes asociados a las series de desvíos estandarizados de las regiones ecológicas del Distrito central de Chubut y Distrito del Golfo (Fig. 5.16) muestran correlaciones positivas para desfases de entre 2 y 16 meses (Figs. 5.17 y 5.18). Estas correlaciones negativas alcanzan valores máximos entre los 12 y los 14 meses de desfase.

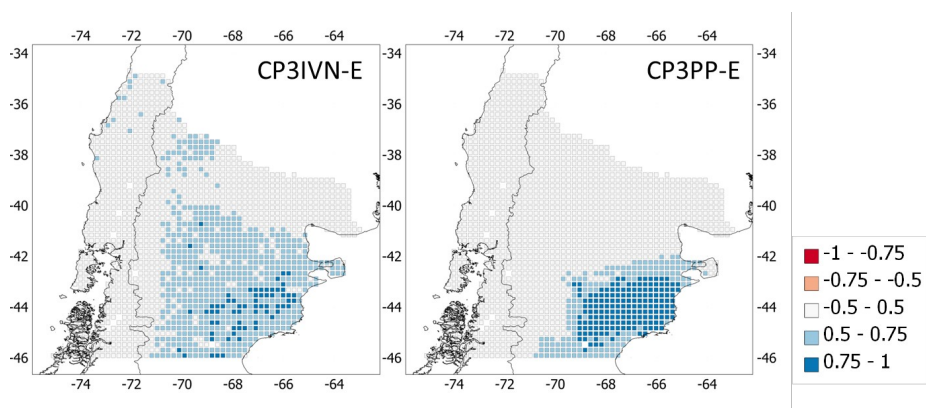


Figura 5.16. Factor Loadings de las series de desvíos estandarizados de IVN (izquierda) y precipitación (derecha).

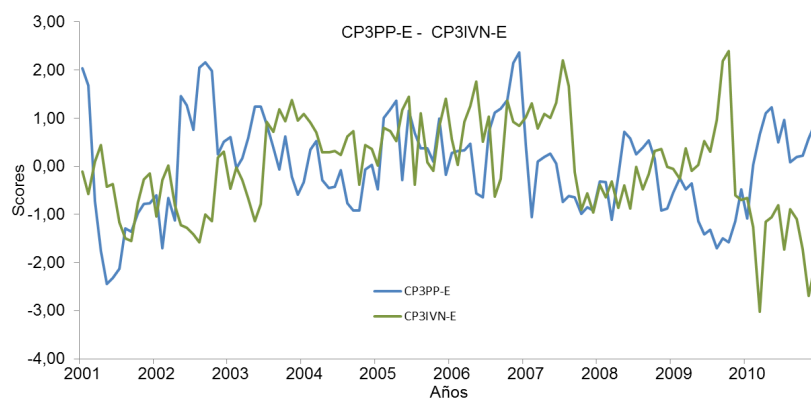


Figura 5.17. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

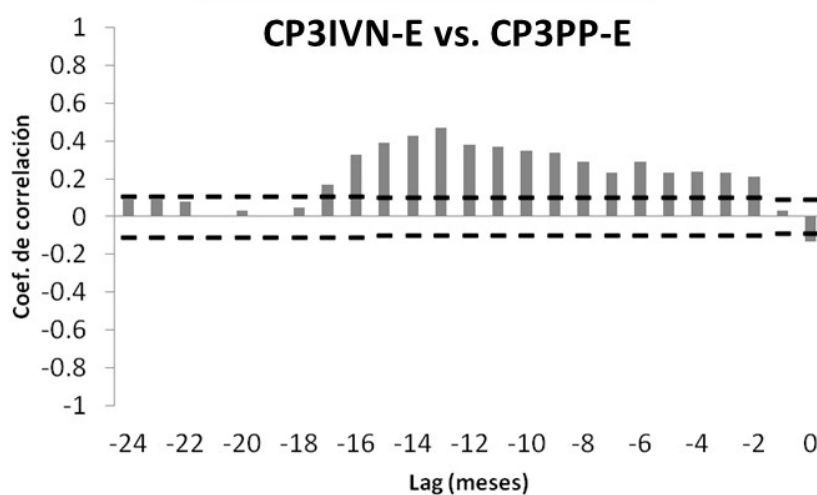


Figura 5.18. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de desvíos estandarizados de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de precipitación.

La coherencia entre ambas series es máxima alrededor del ciclo anual, y para los armónicos de alrededor de dos años. Los ciclos de precipitación se adelantan a los de IVN alrededor

de 4 meses para los armónicos de alrededor de 2 años; y 2 meses para los armónicos cercanos al año (Fig. 5.19).

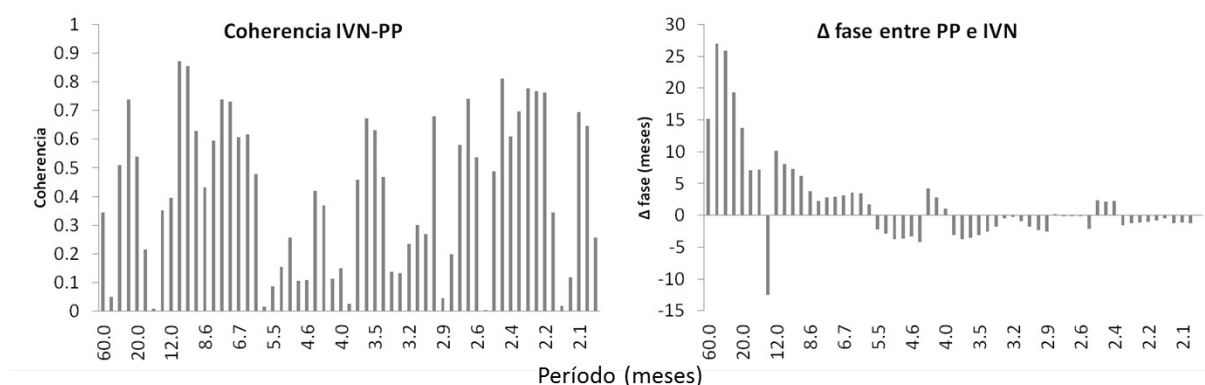


Figura 5.19. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 2 y 4 de las series de desvíos estandarizados de IVN y precipitación.

Zona 3- Región ecológica del Monte Oriental

Series crudas

En la región ecológica del Monte Oriental, las series de los componentes del ACP realizado a las series crudas de IVN y precipitación (Fig. 5.20) no presentan un ciclo anual marcado (Fig. 5.21). Estas series se encuentran fuertemente acopladas. Las correlaciones entre ambas series son positivas para desfases de hasta 4 meses, y alcanza un valor de 0.7 para el lag 0 (Fig. 5.22).

Capítulo V: Influencia de la precipitación y la temperatura sobre la dinámica temporal del IVN en el norte de la Patagonia

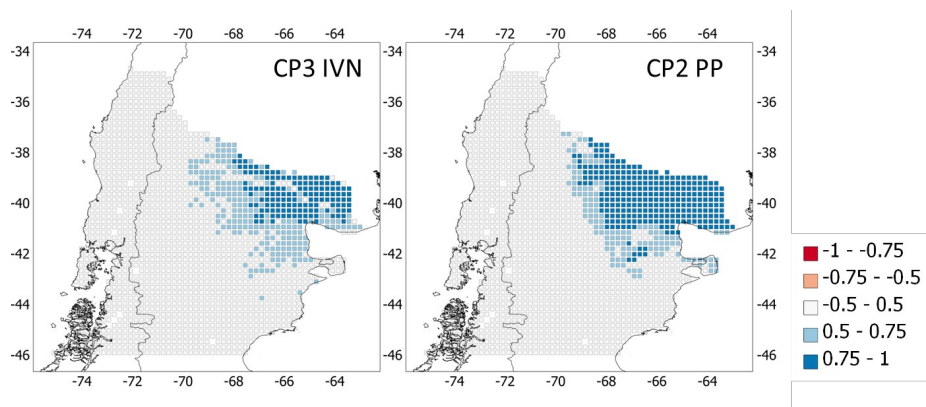


Figura 5.20. Factor Loadings de las series de IVN (izquierda) y precipitación (derecha).

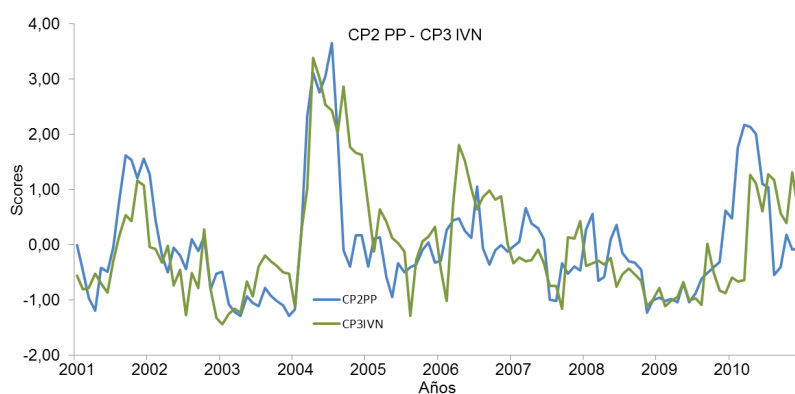


Figura 5.21. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

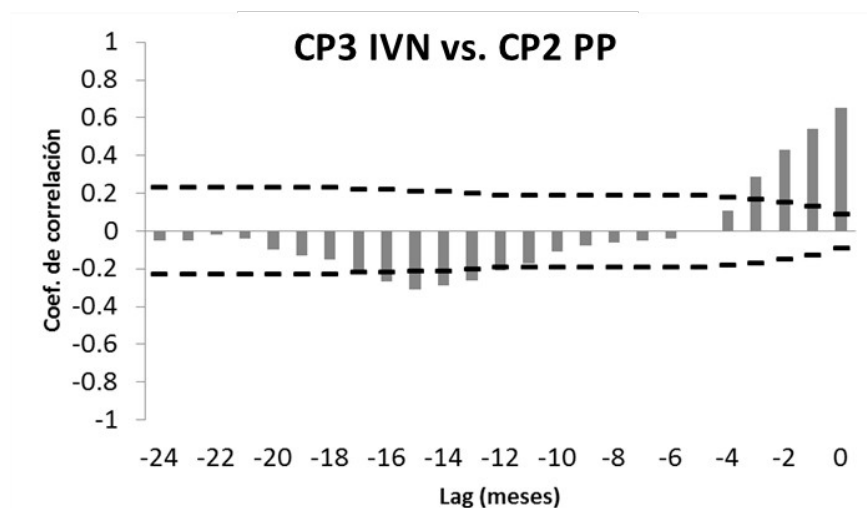


Figura 5.22. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de precipitación.

La coherencia entre ambas series presenta varios picos intra-anales: alrededor de los 4.6 meses, entre los 3.2 y los 4 meses, alrededor de los 2.4 meses y los 2.1 meses (Fig. 5.23). A grandes rasgos, se puede observar que los ciclos de precipitación se adelantan a los ciclos de IVN entre 0 y 2 meses.

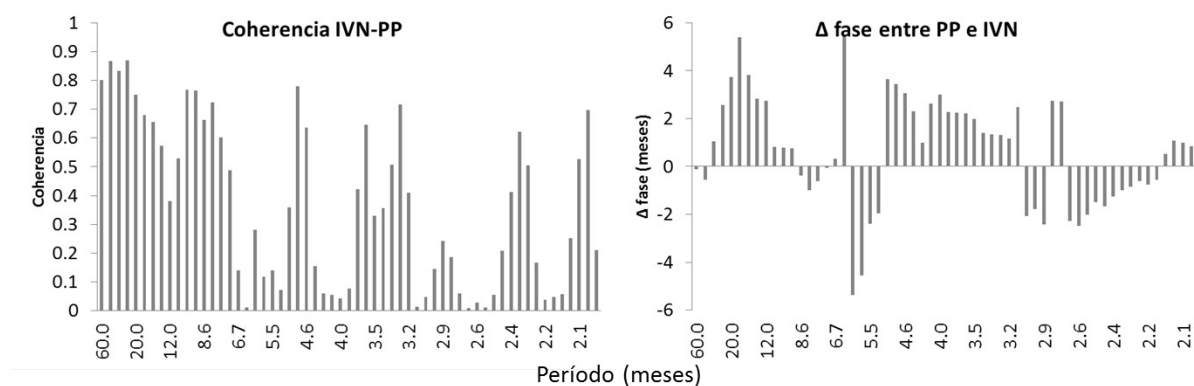


Figura 5.23. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 3 y 2 de las series de IVN y precipitación.

Series estandarizadas

Las series de los componentes del ACP realizado a las series de desvíos estandarizados para la región ecológica del Monte Oriental (Fig. 5.24) presentan un patrón similar a los componentes de las series crudas. Las correlaciones entre ambas series son positivas para desfases de hasta 7 meses (Fig. 5.26) con valores de alrededor de 0.6 para los lags 0, 1 y 2.

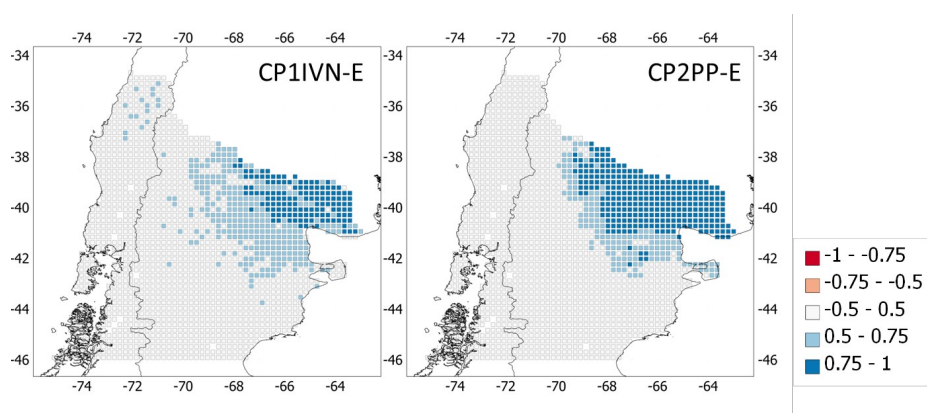


Figura 5.24. Factor Loadings de las series de desvíos estandarizados de IVN (izquierda) y precipitación (derecha).

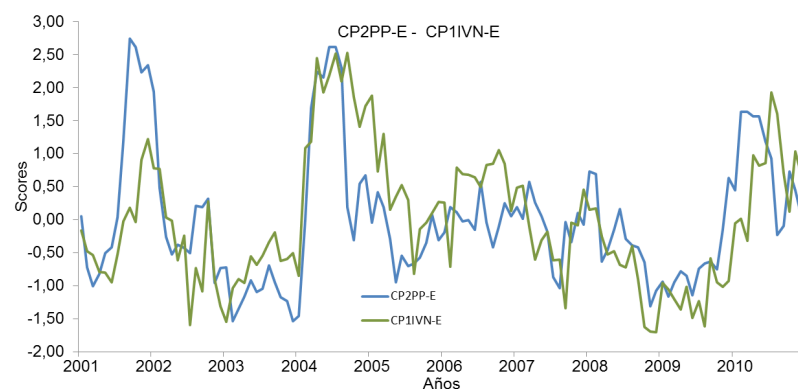


Figura 5.25. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

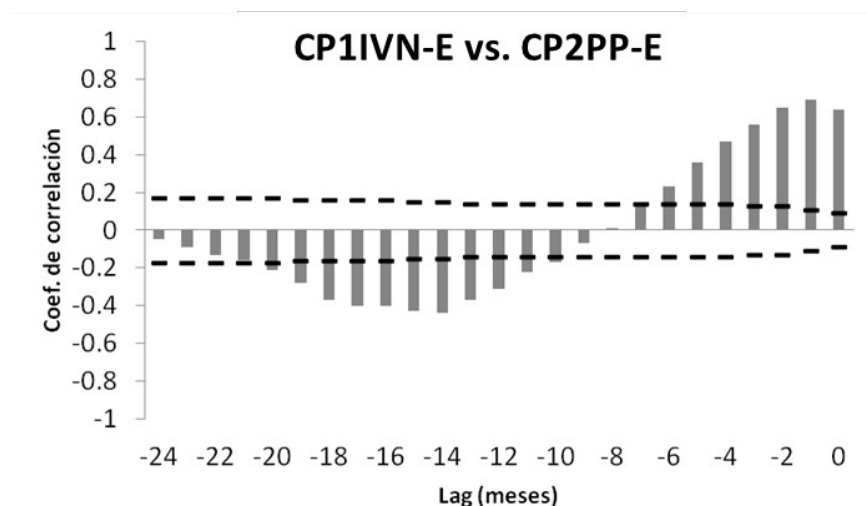


Figura 5.26. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de precipitación.

Se observa un marcado acoplamiento entre ambas series para toda la banda de frecuencias interanuales; la coherencia entre ambas series es alta (alrededor de 0.8) para todos los armónicos (Figs. 5.25 y 5.27). Para los armónicos de baja frecuencia de 40 y 60 meses, el ciclo de precipitación se adelanta al de IVN alrededor de 2 y 4 meses respectivamente. Para los armónicos comprendidos entre el año y los dos años, los ciclos de precipitación preceden a los ciclos de IVN entre 10 meses y 1.5 años.

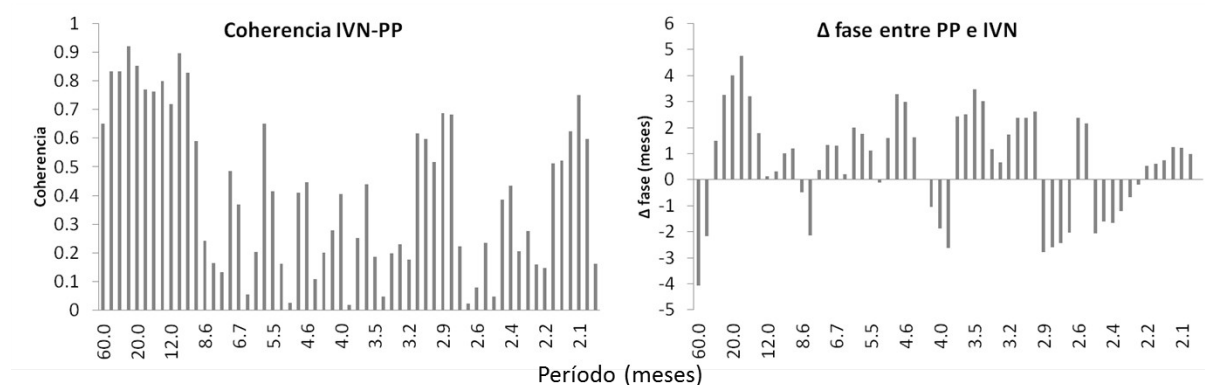


Figura 5.27. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 1 y 2 de las series de desvíos estandarizados de IVN y precipitación.

Zona 4- Región de Clima Oceánico y tipos forestales Alerce y Siempreverde

Series crudas

Las series de los componentes correspondientes a la región de los tipos climáticos Oceánicos (Fig. 5.28) muestran correlaciones negativas para desfases de hasta 6 meses (Fig. 5.30).

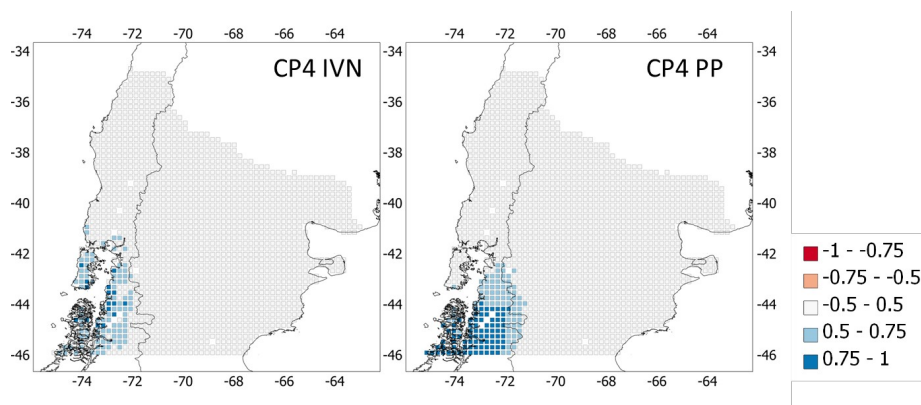


Figura 5.28. Factor Loadings de las series de IVN (izquierda) y precipitación (derecha).

Capítulo V: Influencia de la precipitación y la temperatura sobre la dinámica temporal del IVN en el norte de la Patagonia

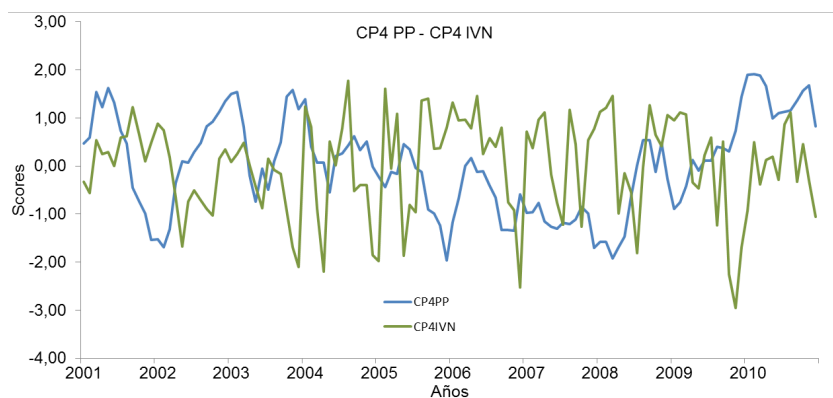


Figura 5.29. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

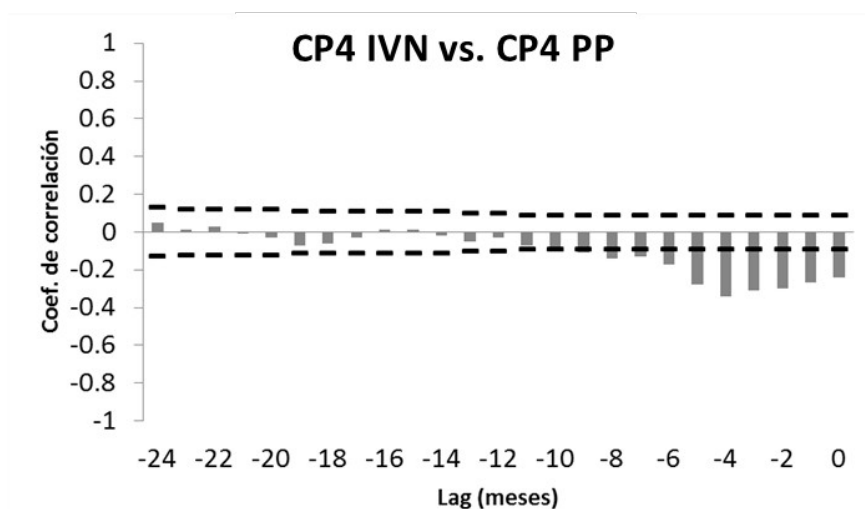


Figura 5.30. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de precipitación.

La coherencia entre ambas series presenta picos alrededor de los 3.2, 2.7, 2.4 y 2.1 meses aproximadamente. Los ciclos de precipitación preceden a los ciclos de IVN en aproximadamente dos meses (Fig. 5.31).

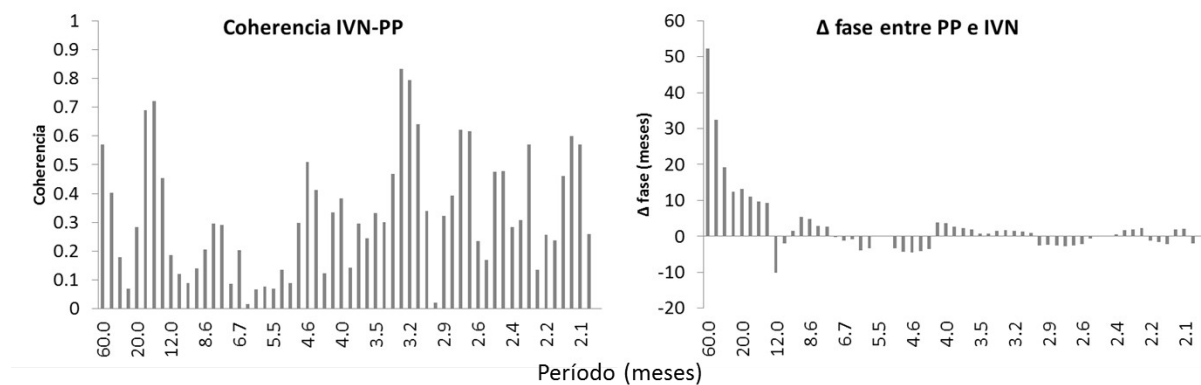


Figura 5.31. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 4 de las series de IVN y precipitación.

Series estandarizadas

Las series de los componentes del ACP realizado a las series de desvíos estandarizados (Figs. 5.32 y 5.33) no muestran una señal significativa en el correlograma cruzado (Fig. 5.34).

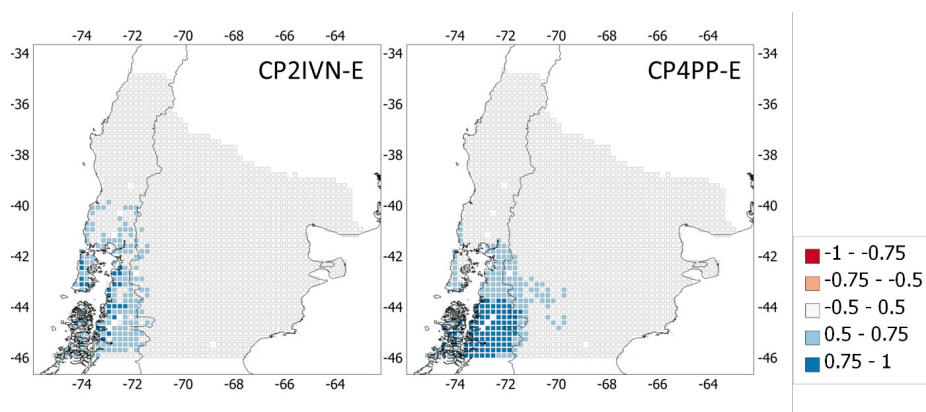


Figura 5.32. Factor Loadings de las series de desvíos estandarizados de IVN (izquierda) y precipitación (derecha).

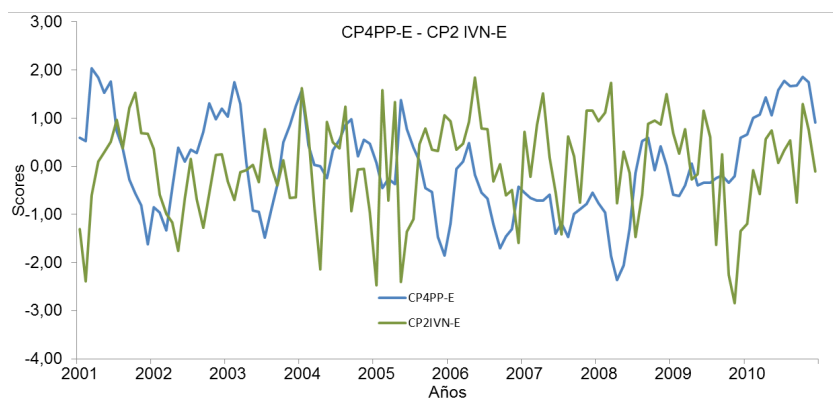


Figura 5.33. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y precipitación (línea azul).

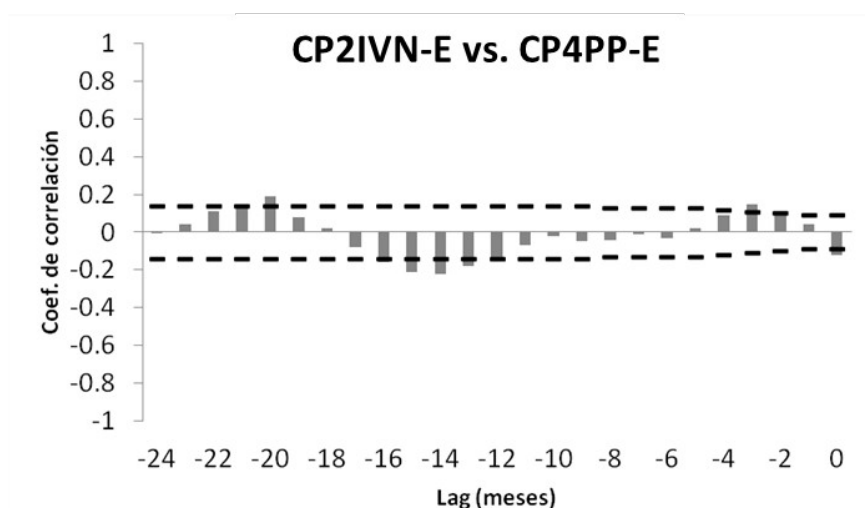


Figura 5.34. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de desvíos estandarizados de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de precipitación.

La coherencia entre las series presenta máximos para los armónicos de entre 15 y 18 meses, y el armónico de 60 meses (Figs. 5.33 y 5.35). Para los armónicos de entre 15 y 18 meses, los ciclos de precipitación preceden a los ciclos de IVN alrededor de 10 meses. Para el

armónico de baja frecuencia de 60 meses, también se observa un desfase de alrededor de 10 meses entre las series de precipitación e IVN.

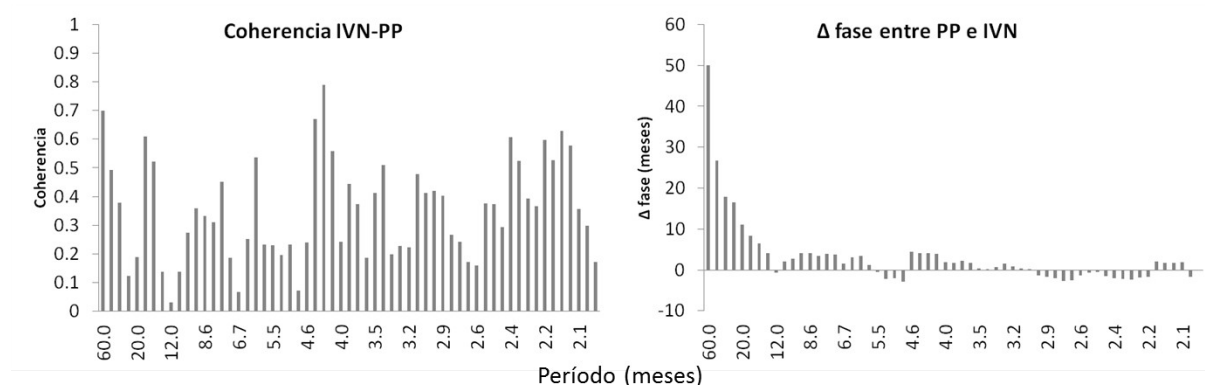


Figura 5.35. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 3 de las series de desvíos estandarizados de IVN y precipitación.

5.3.1.2 Relación entre variaciones en la temperatura e IVN

Zona 1 – Región de clima Mediterráneo/Cordillera de los Andes

Series crudas

Las series de los componentes principales de IVN y de temperatura correspondiente a la región de clima mediterráneo (Fig. 5.36) presentan un marcado ciclo anual y se encuentran prácticamente en fase (Figs. 5.37 y 5.38), ya que ambas variables presentan sus valores máximos hacia principios del verano y mínimos en invierno.

Capítulo V: Influencia de la precipitación y la temperatura sobre la dinámica temporal del IVN en el norte de la Patagonia

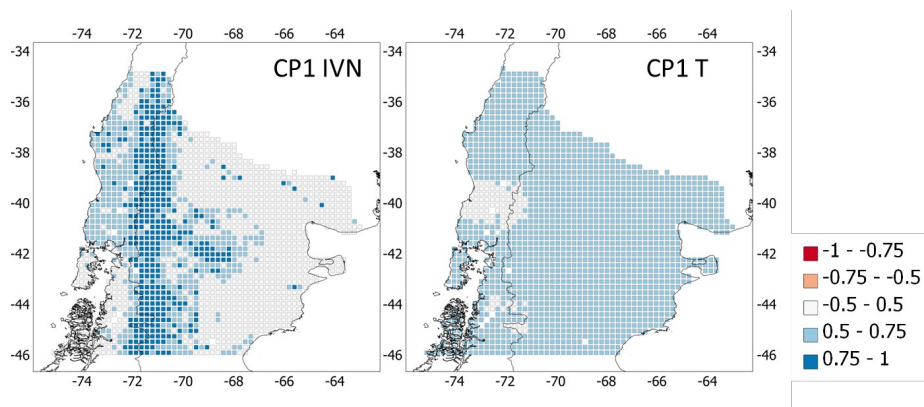


Figura 5.36. Factor Loadings correspondiente al CP1 de las series de IVN (izquierda) y temperatura (derecha)

Ambas variables muestran una alta coherencia (cercana a 1) para el armónico anual, con un desfase cercano a los dos meses (Fig. 5.39).

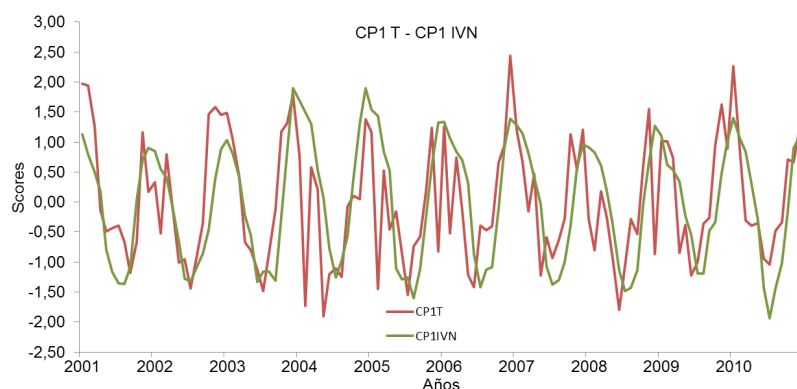


Figura 5.37. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

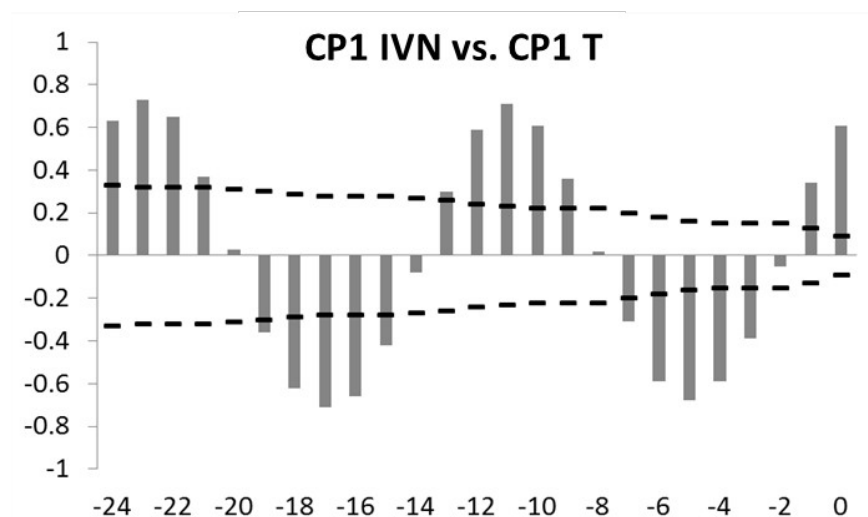


Figura 5.38. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

La coherencia también es alta para diferentes armónicos intra anuales: alrededor de los 2.1, 2.8, 3,6 y 6 meses. Los desfases entre los armónicos oscilan entre 1 y 2 meses.

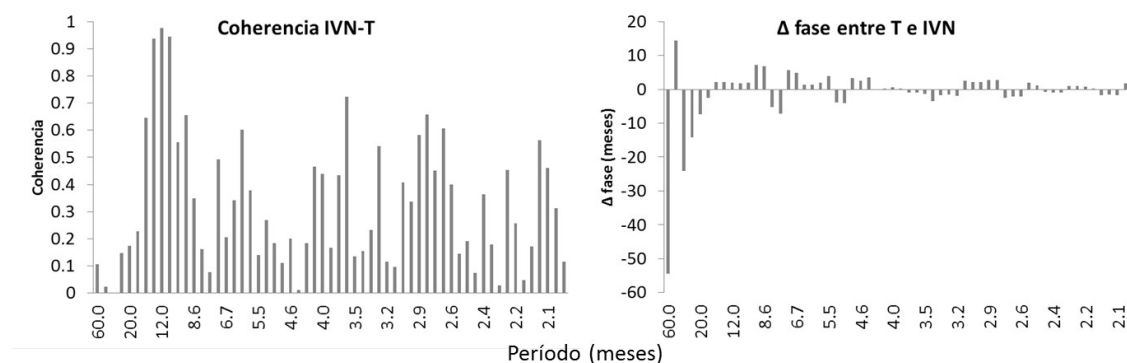


Figura 5.39. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 1 de las series de IVN y temperatura.

Series estandarizadas

Las series de los componentes del ACP realizado a las series de desvíos estandarizados (Figs. 5.40 y 5.41) no muestran una señal significativa en el correlograma cruzado (Fig. 5.42).

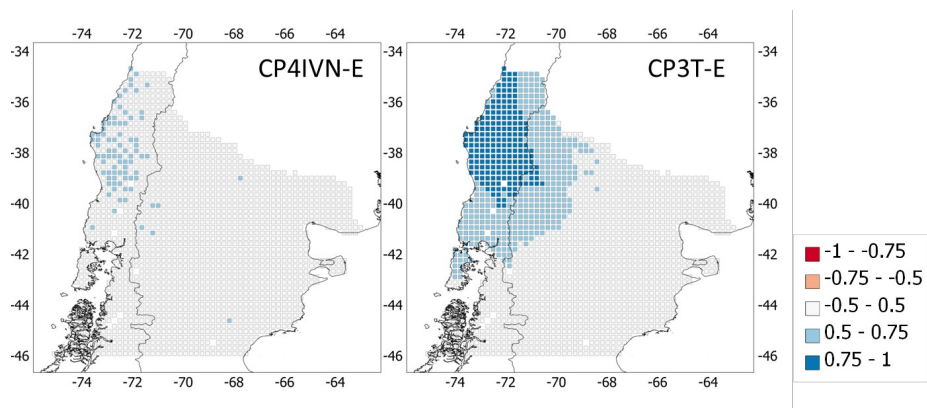


Figura 5.40: Factor Loadings de las series de desvíos estandarizados de IVN (izquierda) y temperatura (derecha).

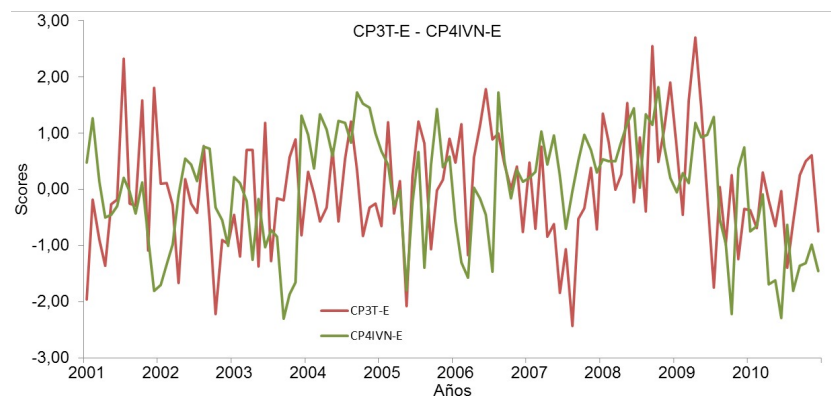


Figura 5.41. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

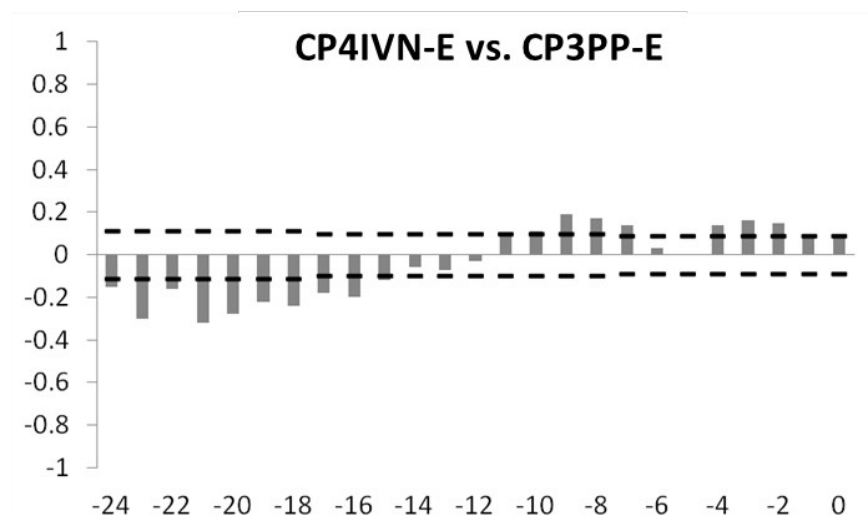


Figura 5.42. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de desvíos estandarizados de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

Las series muestran máximos de coherencia en los armónicos de 60 y 17 meses (Fig. 5.43). Para estos armónicos, los desfases entre las series de temperatura e IVN son de alrededor de 10 y 15 meses respectivamente.

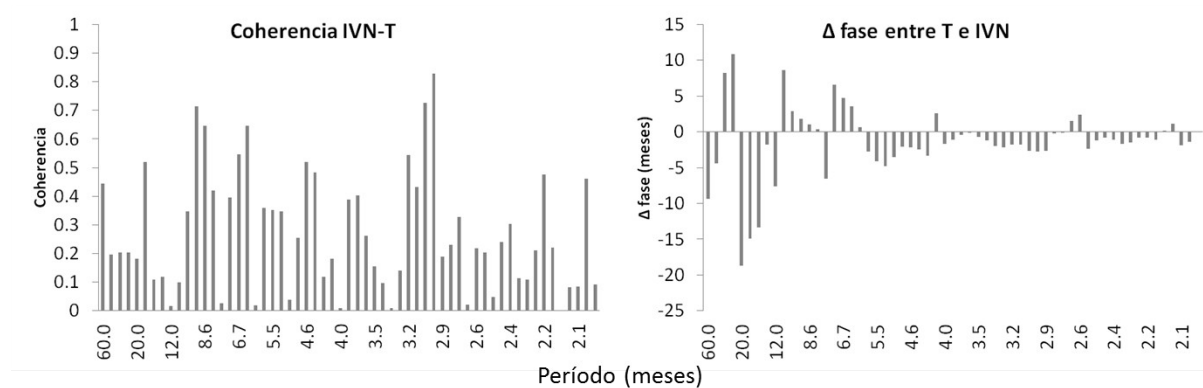


Figura 5.43. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 3 de las series de desvíos estandarizados de IVN y temperatura.

Zona 2 - Regiones ecológicas del Distrito Central de Chubut y Distrito del Golfo

Series crudas

Las series de IVN representadas por el CP2 del ACP (Fig. 5.44) presentan un ciclo anual de menor amplitud. El desfase entre esta serie y la de temperatura es de aproximadamente 2 meses (el máximo de IVN ocurre hacia fines de la primavera mientras que el máximo de temperatura ocurre en verano, Figs. 5.45 y 5.46).

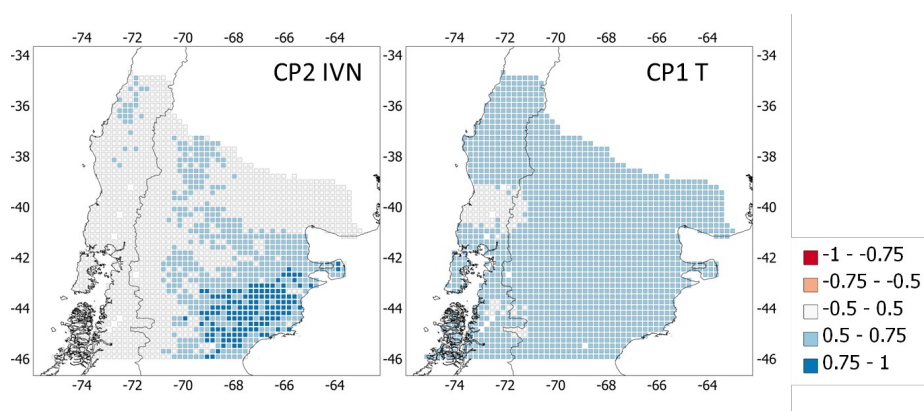


Figura 5.44. Factor Loadings de las series de IVN (izquierda) y temperatura (derecha).

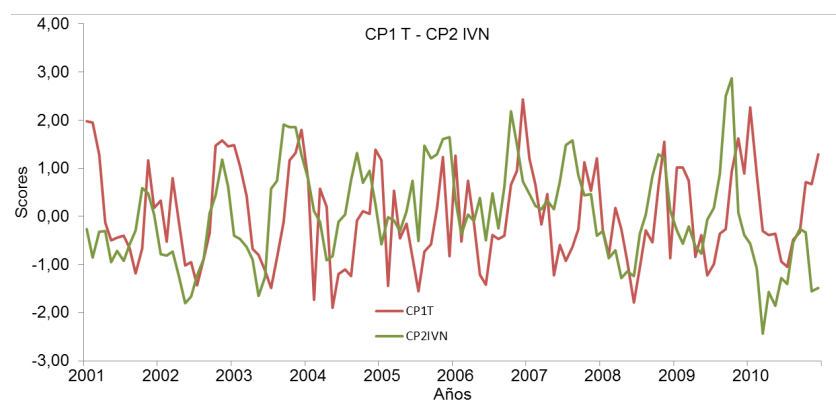


Figura 5.45. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

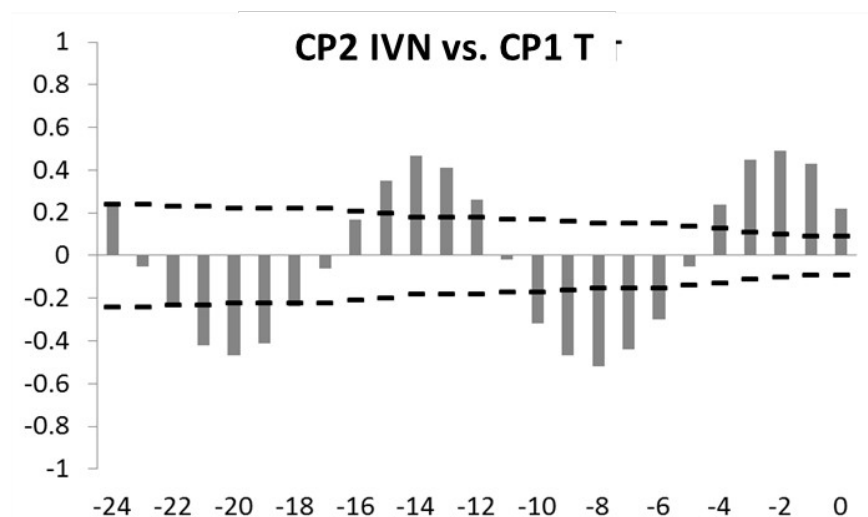


Figura 5.46. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

La coherencia entre ambos componentes es máxima alrededor del armónico anual (Fig. 5.64). También presenta valores altos (alrededor de 0.8) para los armónicos de 3.2 y 4.1 meses. Para estos armónicos, los desfases entre las series de temperatura e IVN son de 2.8 y 0.5 meses.

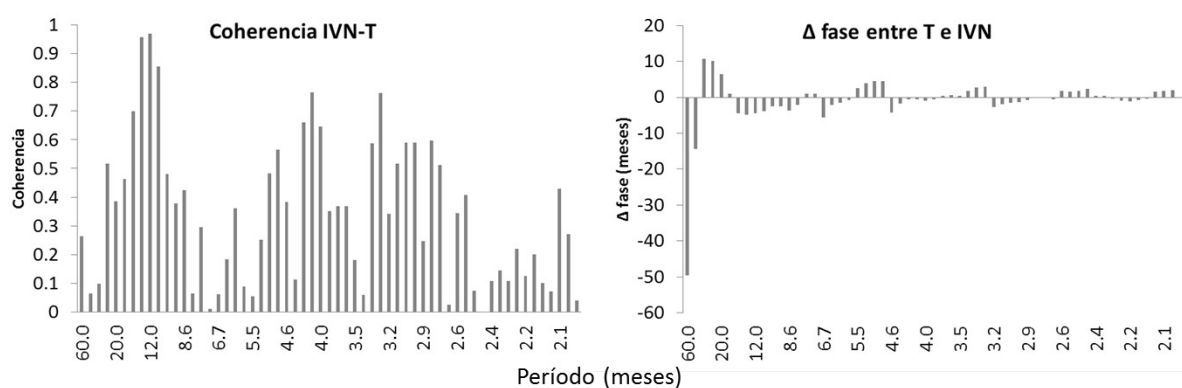


Figura 5.47. Coherencia entre el IVN y la temperatura (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 2 y 1 de las series de IVN y temperatura.

Series estandarizadas

Los componentes que representan la variabilidad del IVN y la temperatura en el sector Sudeste de la region de estudio (Fig. 5.48) muestran una correlacion positiva cercana a 0.4 para los dos meses de desfase, y valores significativos de correlacion hasta para 5 meses de desfase (Fig. 5.50).

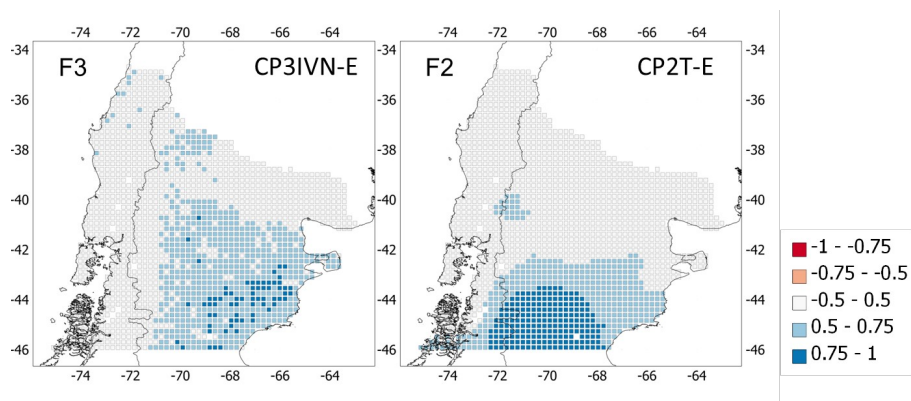


Figura 5.48. Factor Loadings de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN (izquierda) y temperatura (derecha).

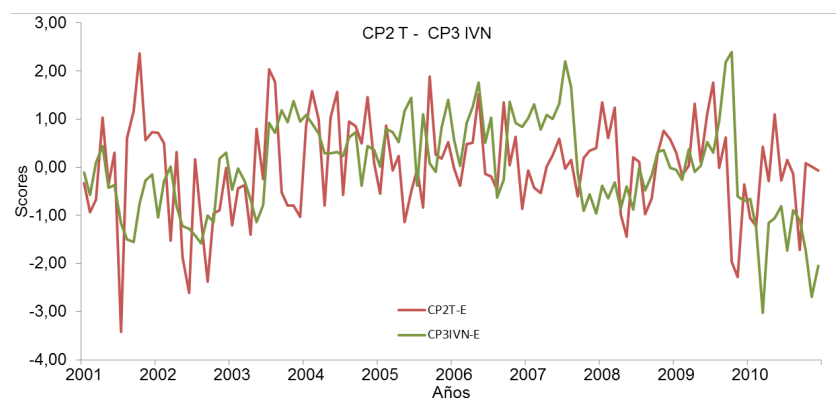


Figura 5.49. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

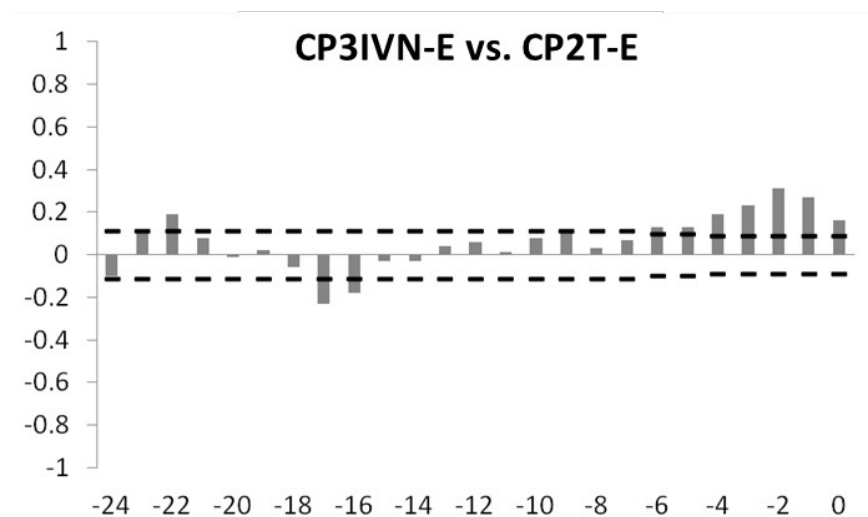


Figura 5.50. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

Ambas series muestran valores de coherencia para los armónicos cercanos al año (entre 12 y 17 meses, Figs. 5.49 y 5.51).

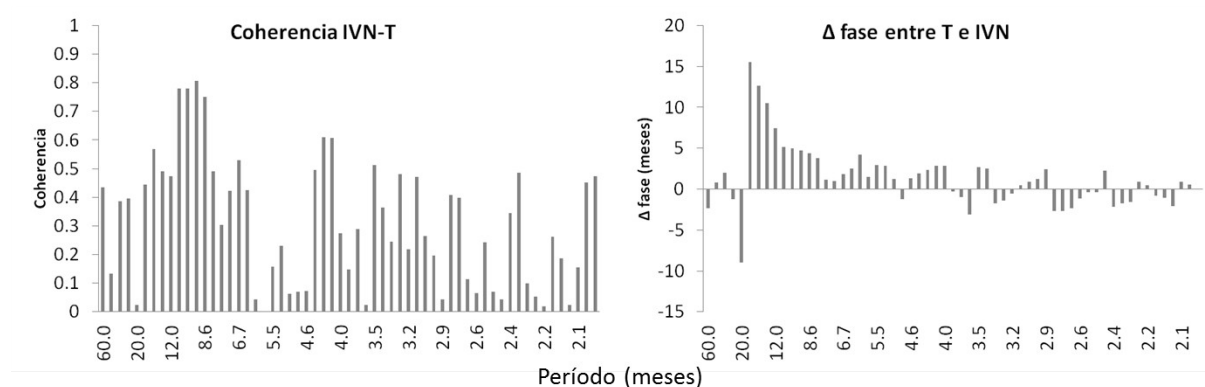


Figura 5.51. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los

componentes 2 de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y temperatura.

Zona 3 - Región ecológica del Monte Oriental

Series crudas

Las series de IVN no muestran un ciclo anual definido para la región que se corresponde con la región ecológica de Monte Oriental (Fig. 5.20). Estas series no muestran correlaciones significativas con las series de temperatura, para las cuales domina el ciclo anual (Fig. 5.54).

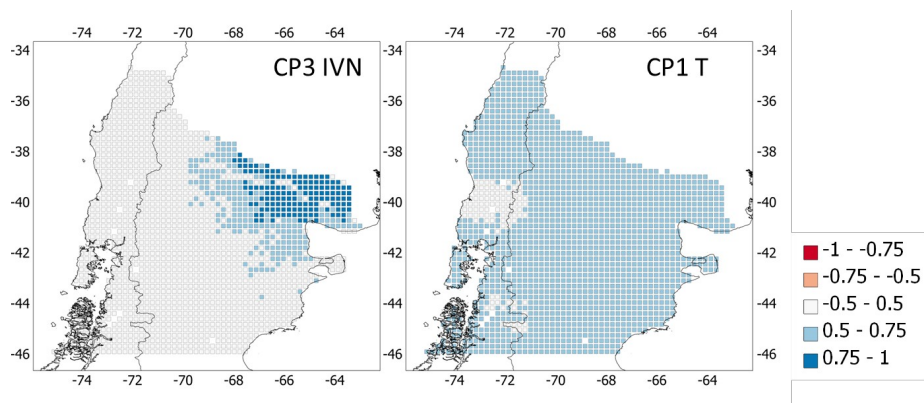


Figura 5.52. Factor Loadings de las series de IVN (izquierda) y temperatura (derecha).

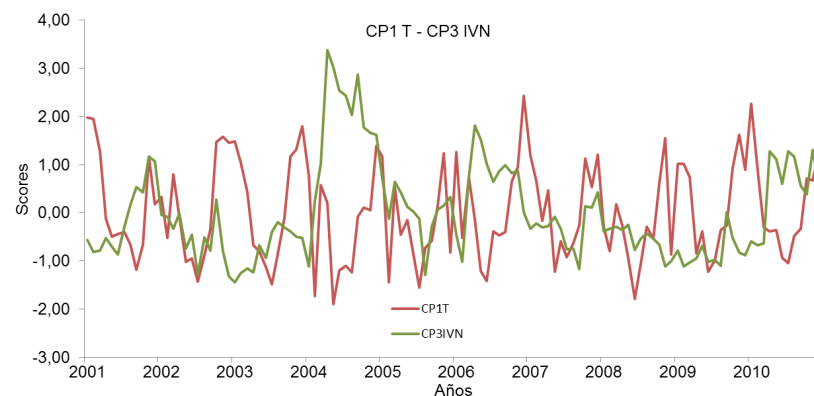


Figura 5.53. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

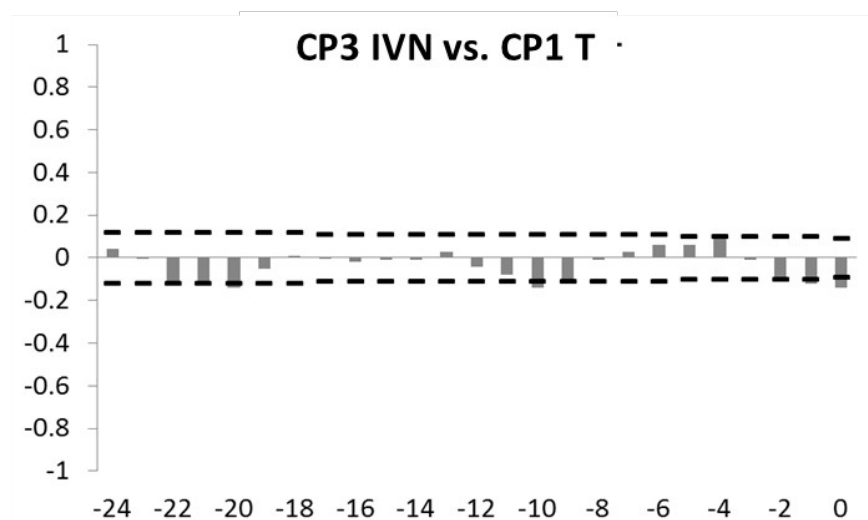


Figura 5.54. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

Las series de estos componentes muestran valores de coherencia de alrededor de 0.6 para diferentes bandas de frecuencias intra- anuales: 2.1, 2.4, 3, 3.6, 4.6, y 6 meses. Los desfases entre las series de IVN y temperatura para estos armónicos varían entre 0 y 2 meses.

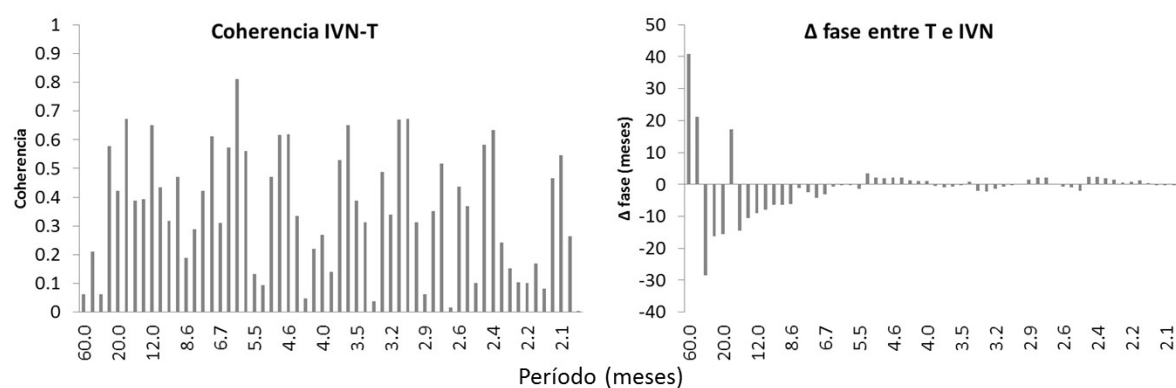


Figura 5.55. Coherencia entre el IVN y la temperatura (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 3 y 1 de las series de IVN y temperatura.

Series estandarizadas

Las series de desvíos estandarizados de IVN y temperatura en la región del Monte Oriental (Figs. 5.56 y 5.57) no muestran una señal significativa en el correlograma cruzado (Fig. 5.58).

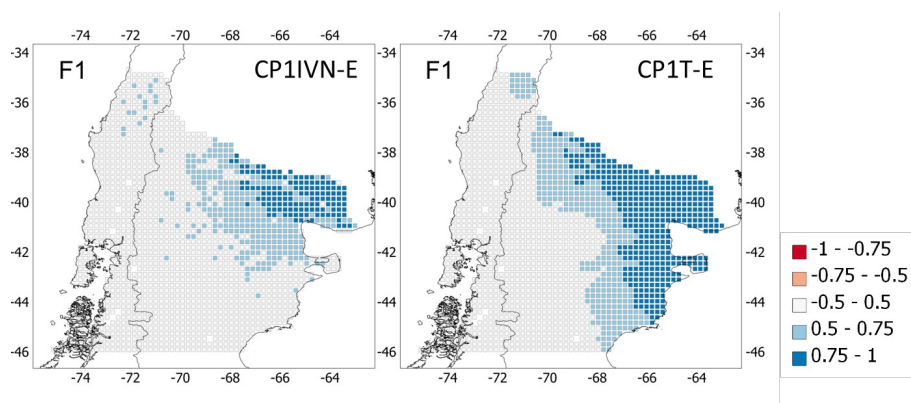


Figura 5.56. Factor Loadings de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN (izquierda) y temperatura (derecha).

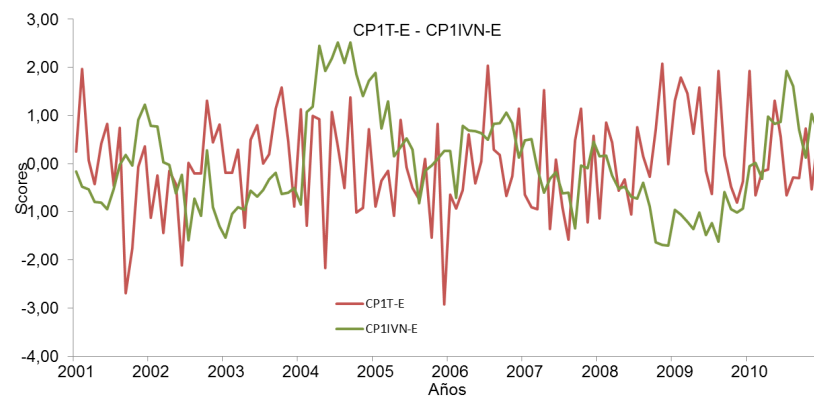


Figura 5.57. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

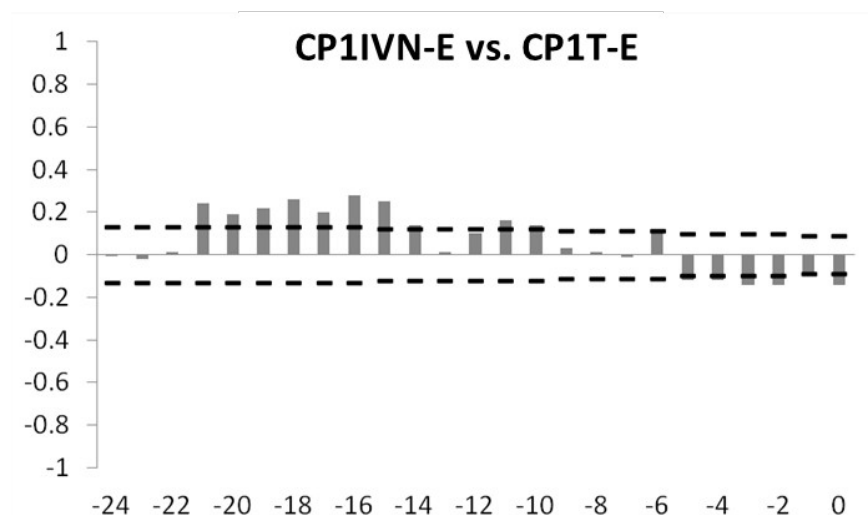


Figura 5.58. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

Estas series muestran máximos de coherencia para los armónicos de 40 y 60 meses (Fig. 5.59). Para estos armónicos, los ciclos de temperatura se adelantan alrededor de 20 meses con respecto a los ciclos de IVN.

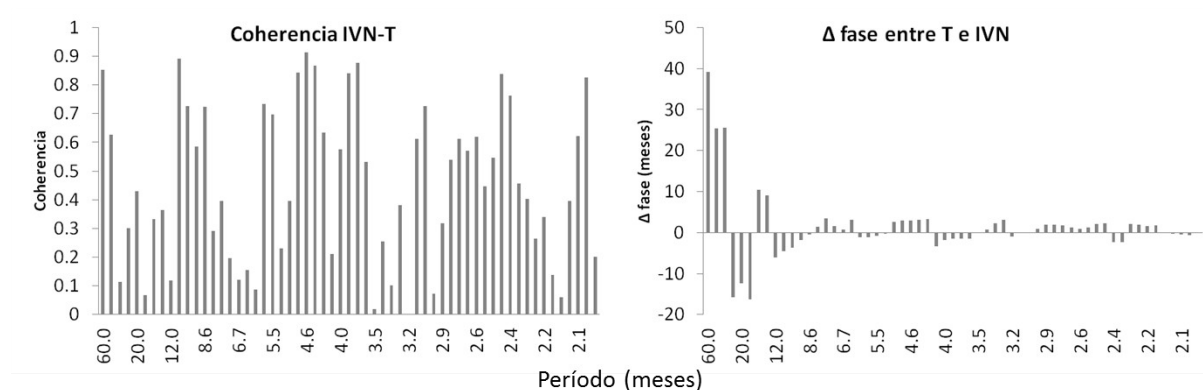


Figura 5.59. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los

componentes 1 de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y temperatura.

Zona 4 - Región de Clima Oceánico y tipos forestales Alerce y Siempreverde

Series crudas

Las series correspondientes al componente 4 de IVN (que se corresponde con la región de clima oceánico, Fig. 5.60) y al componente 1 de temperatura no muestran una señal clara en las correlaciones cruzadas (Fig. 5.62).

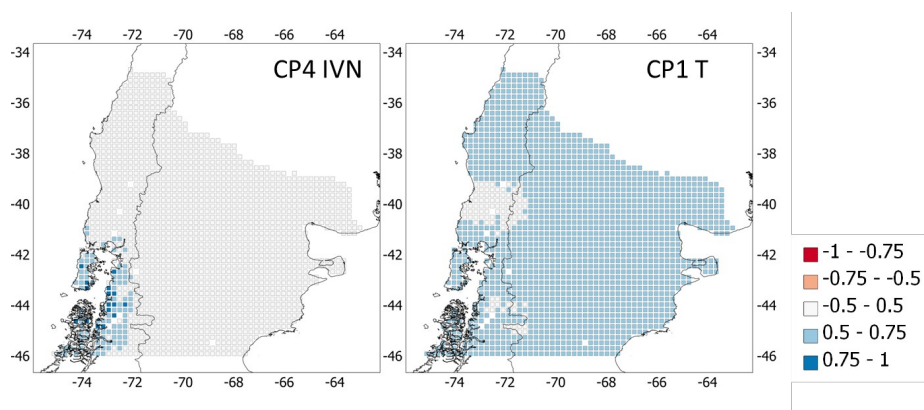


Figura 5.60. Factor Loadings de las series de IVN (izquierda) y temperatura (derecha).

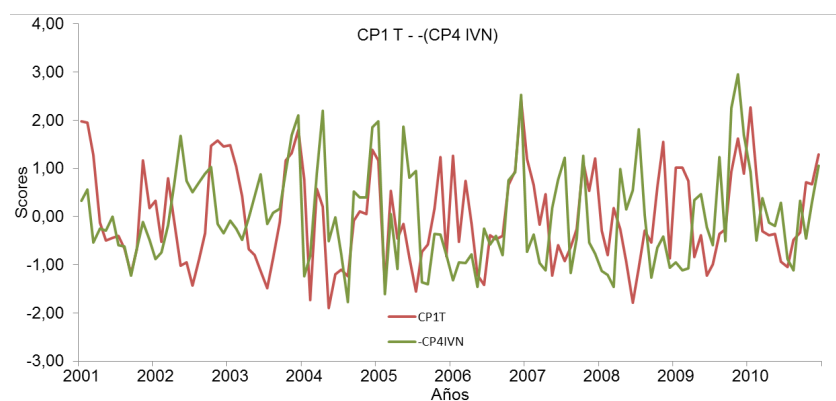


Figura 5.61. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

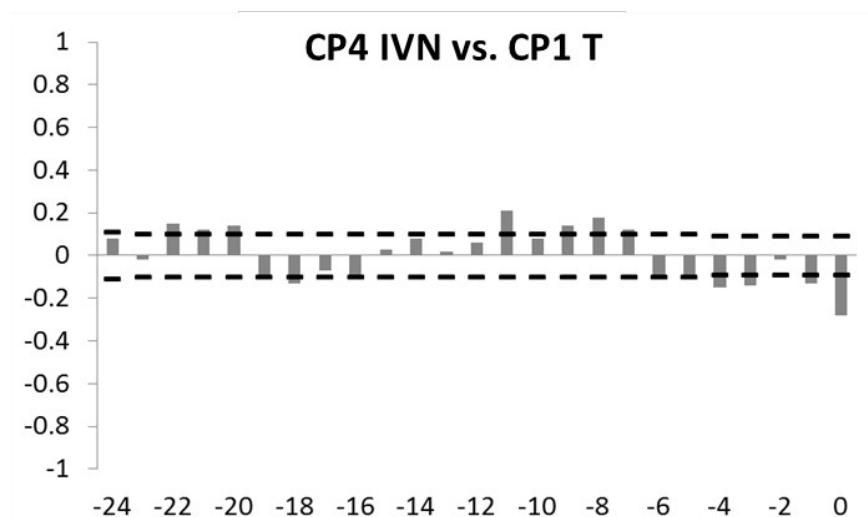


Figura 5.62. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series mensuales de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

Estas series muestran valores altos de coherencia (entre 0.7 y 0.9) para los armónicos de 2.1, 3.1, 4.6, y 6 meses (Fig. 5.63). Para estos armónicos, los ciclos de temperatura se adelantan a los ciclos de IVN entre 0 y 2 meses.

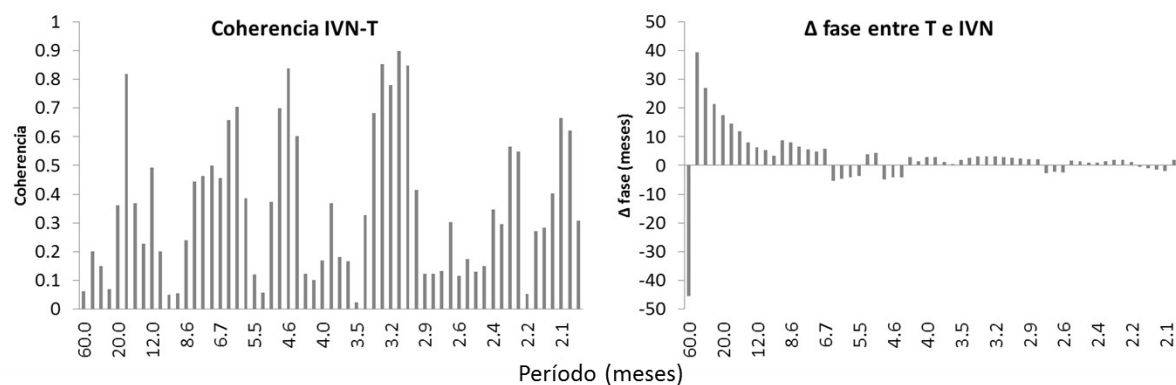


Figura 5.63. Coherencia entre el IVN y la temperatura (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los componentes 4 y 1 de las series de IVN y temperatura.

Series estandarizadas

Las series de desvíos estandarizados de IVN y temperatura en la región de clima Oceánico (Figs. 5.64 y 5.65) tampoco muestran una señal significativa en el autocorrelograma cruzado (Fig. 5.66).

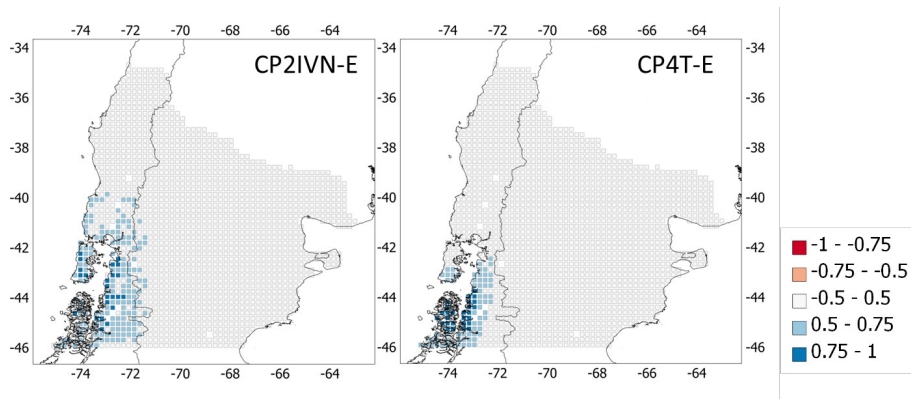


Figura 5.64. Factor Loadings de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN (izquierda) y temperatura (derecha).

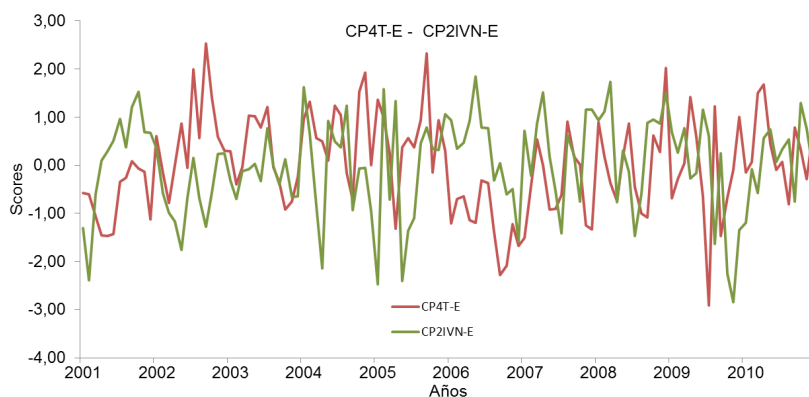


Figura 5.65. Factor Scores de las series mensuales de IVN (línea verde) y temperatura (línea roja).

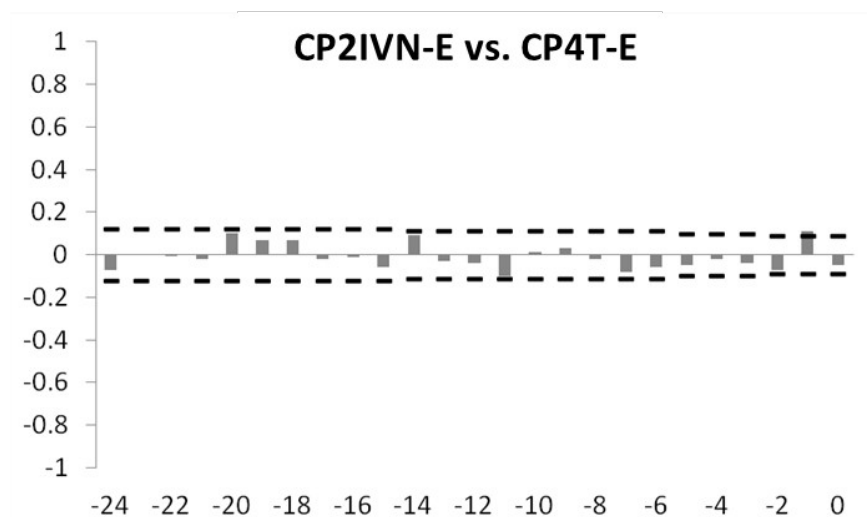


Figura 5.66. Correlaciones cruzadas entre los Factor Scores del ACP de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y los Factor Scores del ACP de las series mensuales de temperatura.

La coherencia entre los diferentes armónicos muestra un máximo entre los 12 y los 17 meses (Fig. 5.67). El desfase entre las series para estos armónicos varía entre 8 meses y un año.

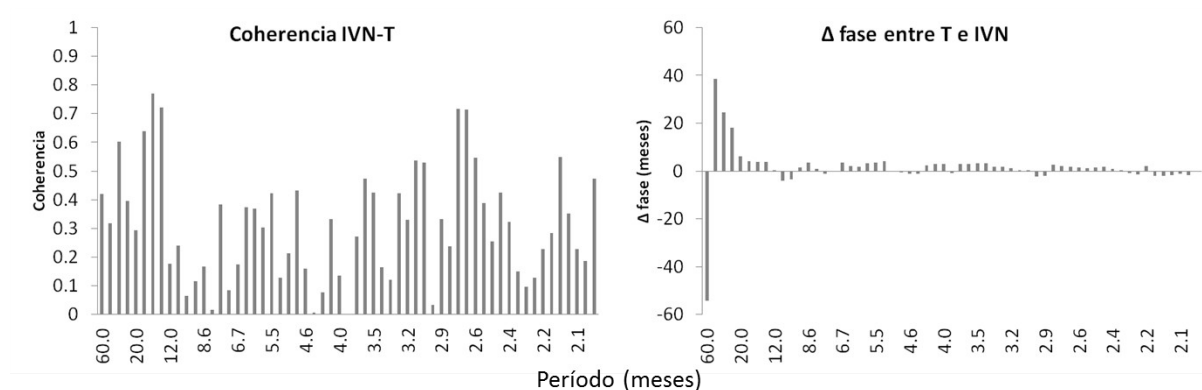


Figura 5.67. Coherencia entre el IVN y la precipitación (izquierda) y diferencia de fase entre los armónicos del análisis de Fourier aplicado a las series de Factor Scores de los

componentes 1 de las series de medias móviles acumulativas de 12 meses de IVN y temperatura.

5.3.2 Análisis de la relación intra-anual (o estacional) entre variables climáticas (precipitación y temperatura) e IVN

Como resultado de las correlaciones entre las diferentes composiciones temporales de temperatura y precipitación, y las composiciones trimestrales de IVN, se identificaron dos señales entre las variables climáticas y el IVN. La primera muestra una correlación positiva entre la precipitación de fin de la primavera, verano y otoño y el IVN en el Noreste del área de estudio (principalmente en la región ecológica del Monte Oriental, y algunas zonas de las regiones ecológicas del Monte Austral y la Provincia Fitogeográfica Patagónica) para las cuatro estaciones. Este patrón se desarrolla con las lluvias de fines de primavera y principios de verano, las cuales están asociadas a mayores valores de IVN durante las cuatro estaciones (Figs. 5.69 A,B, C,D, H, L, M; 87 B,C, G,H).

Capítulo V: Influencia de la precipitación y la temperatura sobre la dinámica temporal del IVN en el norte de la Patagonia

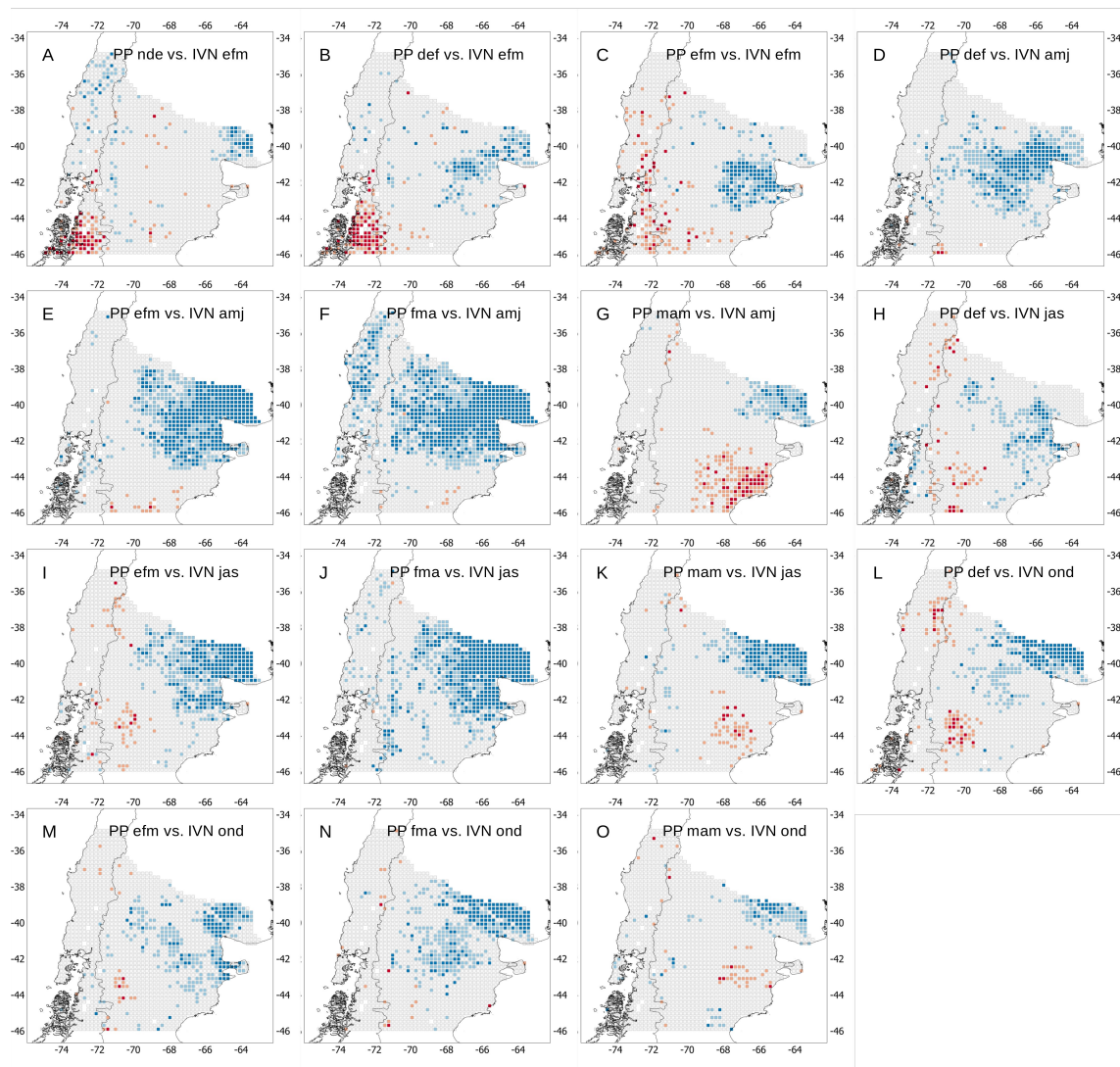


Figura 5.69. Correlaciones entre las precipitaciones trimestrales de verano y otoño, y el IVN para diferentes trimestres.

Este patrón alcanza su máximo desarrollo para las correlaciones entre las lluvias de verano y finales de verano, y el IVN de otoño y primavera (Figs. 5.69 E,F,I,J; 87 D,E,F,J,K,L) en el sector del Monte.

Capítulo V: Influencia de la precipitación y la temperatura sobre la dinámica temporal del IVN en el norte de la Patagonia

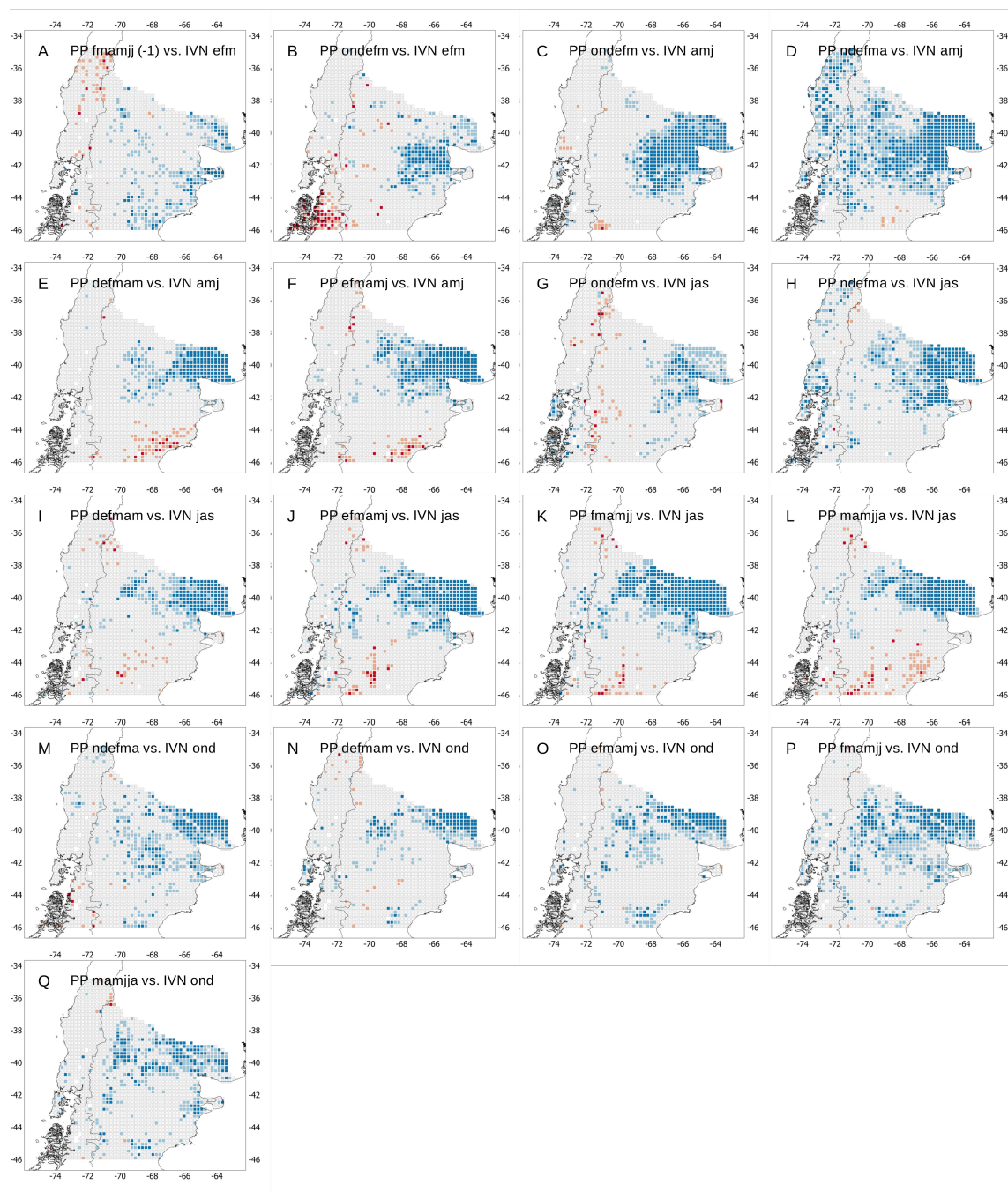


Figura 5.70. Correlaciones entre las precipitaciones semestrales de verano y otoño, y el IVN para diferentes trimestres.

La segunda señal, es una relación positiva entre la temperatura de primavera y el IVN en la misma estación (primavera) para los Bosques Templados (Fig. 5.71). También se observan correlaciones negativas entre la precipitación y el IVN para la misma región (Fig. 5.72), pero esta correlación podría ser espuria ya que la temperatura y la precipitación están negativamente correlacionadas en esta región en primavera y el verano (Fig. 5.73).

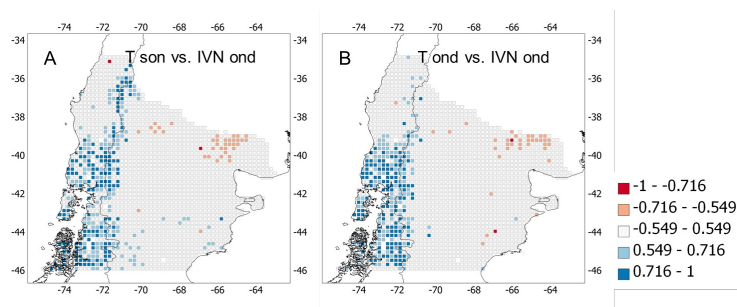


Figura 5.71. Correlaciones entre la temperatura vs. el IVN en primavera.

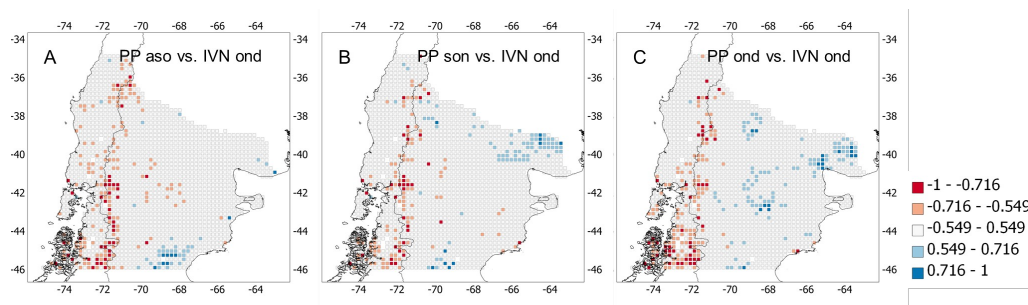


Figura 5.72. Correlaciones entre la precipitación vs. el IVN en primavera.

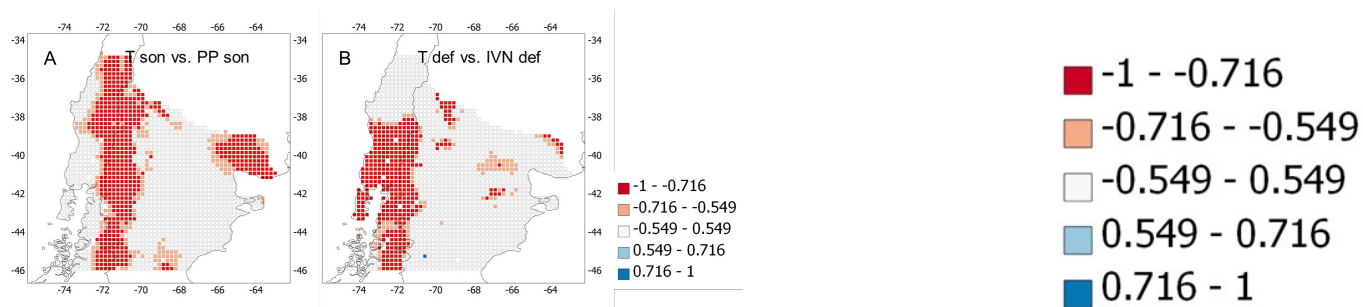


Figura 5.73. Correlaciones entre la precipitación vs. la temperatura en primavera (a) y en verano (b).

5.4 Discusión

Las relaciones temporales entre las variaciones de la precipitación y el IVN presentan diferencias propias de la relación entre las lluvias y su efecto sobre el crecimiento de los distintos biomas, así como también debidas al periodo en que estas relaciones son comparadas.

Para la región de los tipos forestales de Bosque Siempreverde Valdiviano y Bosque de Alerce, que coincide mayormente con los tipos climáticos oceánicos del sector insular-continental al suroeste del área de estudio, las relaciones del IVN con la precipitación son negativas con desfases de entre 4 y 8 meses. El armónico anual y los armónicos de 3 y 2 meses muestran valores de coherencia similares. Para estos dos últimos armónicos, el desfase entre la precipitación y el IVN es de 2 meses. A nivel inter-anual, se destacan los armónicos de entre 15 y 18 meses, y el armónico de 60 meses. Para estos armónicos, los ciclos de precipitación preceden a los ciclos de IVN alrededor de 10 meses. Es importante mencionar que la validez del armónico de 60 meses (5 años) está fuertemente limitada por la longitud de las series analizadas (10 años, 2001-2010).

En la región del tipo climático Oceánico, las correlaciones entre los componentes de temperatura e IVN son débiles para las series sin filtrar, y negativas para desfases de hasta 1 año para las series de desvíos estandarizados. La coherencia entre los armónicos anuales es baja. A escala intra-anual se destacan los armónicos de 2, 3 y 6 meses, los cuales muestran desfases de entre 2 y 3 meses. Los armónicos con periodos mayores al año muestran baja coherencia. A nivel estacional, se observa una correlación positiva entre las temperaturas de primavera y el IVN de la misma estación.

Estos resultados son consistentes con los presentados por de diferentes autores, indicando que en áreas donde la humedad no es un factor limitante para el crecimiento (por ejemplo, para altas latitudes con bajas temperaturas y abundante precipitación), el IVN tiende a mostrar relaciones más fuertes con la temperatura que con la precipitación (Los *et al.*, 2001;

Ichii *et al.*, 2002; Nemani *et al.*, 2003; Knapp y Smith, 2001). Esta asociación entre el IVN y la temperatura suele expresarse con más fuerza al comienzo de la estación de crecimiento, cuando la temperatura es el factor limitante del crecimiento de las plantas (Bao *et al.*, 2015; Ichii *et al.*, 2002; Mao *et al.*, 2012; Buermann *et al.*, 2003; Lavergne *et al.*, 2015). Según Knapp y Smith (2001), la mayoría de los bosques templados húmedos tienen la suficiente humedad para satisfacer las demandas de evaporación incluso en años relativamente secos. Durante los años húmedos, otros factores como la luz y la disponibilidad de nutrientes limitan la producción vegetal. Villalba *et al.* (2003) encontraron una señal de la temperatura en el crecimiento leñoso del bosque que también concuerda con este patrón. Estos autores observaron relaciones positivas significativas entre el ancho de los anillos de crecimiento en *Nothofagus pumilio* y la temperatura durante la estaciones de crecimiento actual y previa. La ubicación de los bosques de esta especie en el límite altitudinal superior de la vegetación determina que su crecimiento sea sensible a la temperatura (Zegers, 1993; Gonzalez *et al.*, 2006). Las relaciones negativas entre el IVN y la precipitación que observamos en este trabajo podrían deberse a los efectos indirectos que la disminución de la radiación (por el aumento de nubosidad) y la reducción de la temperatura (Fig. 5.76) asociadas a mayores lluvias tendrían limitando el crecimiento en los sectores altos del bosque y la vegetación alto-andina (Mao *et al.*, 2011; Knapp y Smith, 2002; Lavergne *et al.*, 2015). Es necesario aclarar que la variabilidad del IVN en esta región puede estar afectada por la persistencia de nubosidad principalmente en los meses invernales. Esta situación afecta la calidad de los datos de IVN, y a su vez, las relaciones que resultan de comparar esta variable con las climáticas.

En las regiones ecológicas del Golfo y el Distrito Central de Chubut, las relaciones entre la precipitación y el IVN son negativas hasta para 8 meses de desfase. El armónico más importante que explica la relación es el anual. También se observa coherencia para los armónicos de 3 y 2 meses, con 1 y 2 meses de desfase respectivamente. En la escala inter-anual, se observa una coherencia alta para los armónicos cercanos a los dos años, para los cuales el desfase entre las series de precipitación e IVN son de alrededor de 4 meses. Las

correlaciones entre la temperatura y el IVN son positivas para desfases de hasta 8 meses. Los armónicos que presentan mayor coherencia son los de 12, 3.2 y 4.1 meses. Los desfases entre la temperatura y el IVN para estos dos últimos armónicos son de 2.8 y 0.5 meses.

Relaciones débiles entre la productividad vegetal (o IVN) y la precipitación en diferentes ambientes de pastizales han sido reportadas por diversos autores (Knapp y Smith, 2001; Jobbagy *et al.*, 2002). Sala *et al.* (2012) sugieren que el bajo poder explicativo de los modelos precipitación-IVN son el resultado de desfases en la respuesta de los ecosistemas a los pulsos de lluvia. Estos desfases se deben a cambios estructurales en la vegetación. Fabricante *et al.* (2009) analizaron la relación entre el IVN anual y estacional con la precipitación acumulada durante periodos de longitud variable en el Norte de la Patagonia. Encontraron que la variación interanual del IVN está poco relacionada con la precipitación anual tanto del año corriente como del anterior. Por el contrario, esta relación es altamente significativa cuando se compara el IVN con la precipitación acumulada durante los meses anteriores a la estación de crecimiento. Estos mismos autores encontraron, al igual que este estudio, que la variación interanual de IVN estacional está poco relacionada con la precipitación estacional. Por el contrario, la productividad estuvo significativamente relacionada con la precipitación acumulada durante periodos de longitud variable.

Otros autores atribuyen la poca respuesta del IVN a la precipitación en diferentes ambientes de pastizales fríos al efecto más marcado de las variaciones de la temperatura (Ram *et al.*, 1988; Braswell *et al.*, 1997). Esto contrasta con los registros de crecimiento en los pastizales áridos más cálidos donde la productividad está mayormente controlada por la humedad (Kemp, 1983; Bao *et al.*, 2015), los pastizales más fríos podrían estar controlados por la temperatura. Al igual que para los ambientes de bosque andinos, la temperatura durante fines de invierno y primavera determinan la fecha de inicio de crecimiento y ejerce, por lo tanto, un rol fundamental al explicar las variaciones en el IVN (Buermann *et al.*, 2003). Esta relación positiva entre la temperatura de invierno-primavera y la productividad

ha sido descripta en diferentes sitios geográficamente acotados en la estepa Patagónica en los trabajos de Paruelo *et al.* (1993) y Jobaggy *et al.* (2002).

Para la región ecológica del Monte Oriental, las correlaciones entre el IVN y la precipitación son positivas para desfases de hasta 4-6 meses. El armónico anual tiene poca relevancia en la explicación de la relación entre estas variables. A nivel intra-anual, se destacan los armónicos de 2 y 4 meses, para los cuales los desfases entre la precipitación y el IVN son de 0 y 2 meses respectivamente. A nivel inter-anual, se observa alta coherencia para todos los armónicos de baja frecuencia (periodos desde 1 a 5 años). Los desfases temporales entre la precipitación y el IVN varían según el periodo: los armónicos de 60 y 40 meses muestran desfases de 2 y 4 meses respectivamente, mientras que los armónicos de cuyos periodos están comprendidos entre los 12 y los 24 meses muestran desfases de entre 10 meses y 1.5 años. A nivel estacional, se ve una clara relación entre las precipitaciones de verano y el IVN de verano y las estaciones de otoño, invierno y primavera siguiente (Fig. 5.70). Las relaciones entre la temperatura y el IVN son bajas para las series sin filtrar. Se observa baja coherencia entre las series para los armónicos cercanos al año. A escala intra-anual, se destacan los armónicos de 2, 3 y 6 meses, para los cuales los desfases entre la temperatura y el IVN varían entre 0 y 2 meses. En la escala inter-anual se destacan los armónicos de 40 y 60 meses, para los cuales se observan desfases de alrededor de 20 meses entre la temperatura y el IVN.

Este patrón de relaciones positivas y negativas entre el IVN, la precipitación y la temperatura, respectivamente, es opuesto al observado para las regiones ecológicas del Golfo y el Distrito Central de Chubut. Las temperaturas medias más elevadas en la región Ecológica del Monte Oriental explicarían este aumento en la sensibilidad del IVN a la precipitación (Paruelo *et al.*, 1998; Bao *et al.*, 2015). Este patrón coincide con el observado por Ichii *et al.* (2002) a nivel global y por Mao *et al.* (2011) en el noreste de China, según el cual en las regiones semiáridas se registran simultáneamente relaciones negativas IVN-temperatura y positivas IVN-precipitación. Las relaciones negativas entre la temperatura y

el IVN sugieren que la disponibilidad de humedad es el factor limitante del crecimiento de la vegetación (Mao *et al.*, 2011; Los *et al.*, 2001; Mohamed *et al.*, 2004).

Otro factor importante a considerar para comprender la sensibilidad del IVN a la precipitación estival de verano en el Monte Oriental es la mayor abundancia relativa de gramíneas C4 en esta región. Estas especies son más abundantes en esta región debido a las mayores temperaturas, las mayores precipitaciones y el régimen isohigro (Leon *et al.*, 1998). El crecimiento de las especies C4 es oportunista, y puede ser disparado por un nivel de humedad del suelo propicio cuando las condiciones de temperatura son adecuadas (Seligman *et al.*, 1992). Por esta razón, estas especies son capaces de capitalizar rápidamente los eventos de lluvia esporádicos de verano, materializándolos en crecimiento vegetativo y/o producción de semillas (Ehleringer *et al.*, 1991; Pucheta *et al.*, 2011; Pol *et al.*, 2010)

Para el tipo bosques andinos y valle central chileno, coincidente con clima mediterráneo, las relaciones entre el IVN y la precipitación son positivas para desfases temporales de hasta 20 meses. El armónico más importante en que se manifiesta esta relación es el anual. Para la escala temporal intra-anual, se observa coherencia en los armónicos de 2 y 3 meses, sin desfase temporal. En la escala inter-anual, se observan máximos de coherencia alrededor de los 40 meses y los 15 meses, los cuales muestran desfases de 40 y entre 0 y 4 meses, respectivamente.

Las series de temperatura e IVN muestran mayor coherencia para el armónico anual. Se observan también máximos de coherencia para los armónicos de 3, 3.6 y 6 meses, para los cuales los desfases entre la temperatura y el IVN varían entre 0 y 2 meses. A nivel estacional, la temperatura parece ejercer un control sobre el IVN en los tipos forestales de Lenga y Bosque Valdiviano Siempreverde. Las temperaturas de verano, otoño e invierno se relacionan positivamente con el IVN de invierno en los bosques de Lenga al norte de los 40° S (Fig. 5.71). Las temperaturas de primavera se correlacionan positivamente con el IVN de la misma estación para el tipo forestal Siempreverde y el bosque de Lenga al sur de los 40° S (Fig. 5.72).

5.5 Conclusiones

El análisis de las series filtradas y no filtradas de temperatura, precipitación e IVN promediadas por regiones ecológicas homogéneas y tipos forestales, y agrupadas según el Análisis de Componentes Principales (ACP), permite identificar subregiones con similar variabilidad intra e inter anual en los patrones de variabilidad climática y productividad vegetal. Salvo en el caso de las series de temperatura crudas (no normalizadas), en las cuales más del 90% del total de la varianza está asociado al ciclo anual, cada ACP identifica, a grandes rasgos, cuatro regiones donde la variabilidad temporal del clima y el IVN se comparten rasgos o patrones temporales o espaciales comunes: 1) Región de clima mediterráneo, que incluye los tipos forestales Araucaria, Coihue – Rauli – Roble, las regiones ecológicas Pastizales Subandinos y Sierras y Mesetas (en transición con el clima Frío Semiárido), y el tipo forestal Lenga, en transición con el clima Templado Oceánico; 2) Región de clima Frío Semiárido y Árido Frío, que comprende a las regiones ecológicas de Sierras y Mesetas, Distrito central de Chubut y Distrito del Golfo (que a su vez conforman la Provincia Fitogeográfica Patagónica), 3) Región de los climas Oceánico Subpolar y Templado Oceánico, que incluye a los tipos forestales Alerce, Siempreverde Valdiviano y Lenga, y 4) Región de clima templado árido que incluye las regiones ecológicas pertenecientes a la Provincia Fitogeográfica del Monte (Monte Austral y Monte Oriental).

Para la temperatura, las regiones con similar comportamiento inter anual son básicamente las mismas, con la salvedad de que la variabilidad inter anual en la zona de clima mediterráneo no es claramente capturada por ninguno de los primeros cuatro autovalores del ACP. Cabe destacar la similitud entre el análisis de las series crudas de precipitación e IVN (capítulo III), donde las variaciones geográficas en la amplitud del ciclo anual coinciden entre ambas variables. Tanto el análisis de Componentes Principales, como el análisis a nivel de región ecológica y tipo forestal, de las series de IVN muestran resultados similares a los resultantes de las series de precipitación. Las regiones geográficas

delimitadas son similares, y para cada región, el componente de frecuencias del IVN coincide con el de la precipitación. Estas regiones son:

- 1) Un sector sobre la Cordillera de los Andes (con mayores contribuciones sobre el eje de máximas alturas de la Cordillera) cuyo rasgo principal es un marcado ciclo anual (clima mediterráneo). Este componente, además de presentar un ciclo anual marcado en su comportamiento temporal, pareciera estar determinado por el patrón espacial de temperaturas, que a su vez está fuertemente determinado por el gradiente altitudinal. La figura 4.10 del capítulo IV muestra la similitud entre los patrones espaciales de este componente con los de la temperatura media mensual.
- 2) Un sector al Noreste de la región de estudio, que coincide geográficamente con el área correspondiente al Monte Oriental caracterizada por la poca incidencia del ciclo anual en el IVN y cuyos armónicos dominantes están entre los 2 y 5 años;
- 3) un sector al Sudeste de la región, al Este de los 70° O. y al Sur de los 42° S (Distritos del Golfo y Central de Chubut) cuyo comportamiento temporal esta mayormente explicado por el ciclo anual, aunque con menor amplitud que en la región de clima mediterráneo, y
- 4) Un sector al Sudoeste de la región, al sur de los 42° y al Este de los 72° aproximadamente, donde se encuentran los tipos forestales de Bosque de Alerce y Bosque Siempreverde Valdiviano; y que se caracteriza por la ausencia de un ciclo anual definido, una gran variación intra anual, baja autocorrelación, y cuya variación interanual está dominada por los armónicos de 6 y 17 meses.

Las relaciones temporales entre las variaciones en el clima y el IVN varían geográficamente, tanto en el signo de la relación como en las diferentes escalas temporales en que se manifiestan. Los diferentes patrones espaciales en los que se manifiestan las relaciones temporales entre las variables climáticas y el IVN están asociados a tipos climáticos y/o patrones regionales de la vegetación en la Patagonia Norte.

La temperatura, particularmente al comienzo de la estación de crecimiento, parece ser el factor climático decisivo para el inicio del crecimiento en los Bosques Templados y en algunas regiones ecológicas perteneciente a la Provincia Fitogeográfica de la Patagonia

(Distritos del Golfo y Central de Chubut). En estas regiones, la relación entre el IVN y la precipitación es más débil. A escala interanual o estacional, el factor limitante del IVN en estas regiones parece ser la temperatura. No obstante, es posible que para estas regiones la relación entre el IVN y la precipitación se manifieste en frecuencias temporales más bajas y con desfases en la respuesta (Sala *et al.*, 2012). Existen estudios manipulativos que postulan que estos desfases en la respuesta de la producción primaria a la precipitación pueden estar asociados a cambios en la estructura de las comunidades vegetales o de los ecosistemas (Yahdjian y Sala, 2006; Reichmann *et al.*, 2013). En el experimento de Yahdjian y Sala (2006), llevado a cabo en un ambiente de Pastizales Subandinos, se asoció un evento de sequía a la disminución en la densidad de pastos (*Stipa Speciosa*, *Stipa Humilis* y *Poa Ligularis*), lo que, a su vez, afectó negativamente la productividad del año posterior a la sequía. Reichmann *et al.* (2013) encontraron una relación positiva entre la densidad de macollos en los pastos y la precipitación, lo que incrementó la producción en un año posterior a un evento húmedo y la disminuyó en un año posterior a una sequía. En escalas de tiempo más largas (por ejemplo decenales), los cambios en la precipitación pueden resultar en otros tipos de cambios estructurales en los ecosistemas (Scwinning y Sala, 2004; Peters *et al.*, 2012). Por ejemplo, una secuencia de años húmedos pueden aumentar la producción y establecimiento de semillas de especies herbáceas, y luego su supervivencia, persistencia y dominancia sobre especies leñosas (Peters *et al.*, 2010). En cambio, el aumento en la intensidad y frecuencia de sequías puede resultar en una mayor susceptibilidad a la invasión de especies leñosas en ambientes en proceso de desertificación (Verstraete *et al.*, 2009). De hecho, este comportamiento se observa en los gráficos de coherencia entre los armónicos de IVN y precipitación. En las regiones de clima mediterráneo y oceánico, la coherencia entre las series de IVN y de precipitaciones alcanza sus máximos valores alrededor de ciclos cuasi- anuales (Figs. 5.11 y 5.35); mientras que para las regiones ecológicas del Golfo y el Distrito Central de Chubut, que son ambientes mas áridos, la coherencia muestra valores altos también hacia los armónicos de baja frecuencia de 36 y 54 meses (Fig. 5.19).

Para la región ecológica del Monte Oriental, la precipitación de verano es un factor determinante de la dinámica del IVN a escala intra-anual. Esta relación entre la precipitación y el IVN parece estar explicada por la mayor abundancia relativa de especies C4 en esta región ecológica; especies que son eficientes en aprovechar los eventos esporádicos de lluvia durante esta estación. Este acoplamiento entre el IVN y la precipitación parece extenderse a diferentes frecuencias temporales en la escala interanual, tal como se observa en la figura 5.27, que muestra una coherencia alta para todos los armónicos.

En el caso de la temperatura, las regiones de similar comportamiento inter anual son básicamente las mismas. Cabe destacar la similitud entre el análisis de las series sin filtrar de precipitación e IVN, donde las variaciones geográficas en la amplitud del ciclo anual coinciden entre ambas variables.

Capítulo VI: Relación entre índices y variables climáticas de escala global y el Índice de Vegetación Normalizado en el Norte de la Patagonia

6.1-Introducción

A nivel global, una importante proporción de la variación climática de baja frecuencia y gran escala espacial se asimila a un número limitado de modos globales de circulación atmosférica (Quadrelli y Wallace, 2004). Los forzantes hemisféricos o globales de variación climática pueden localizarse en lugares muy remotos a un área determinada de interés (Vimeux *et al.*, 2009). Estos forzantes pueden tener su origen en zonas tropicales y extender su influencias a zonas extratropicales, o pueden estar restringidos a latitudes medias y altas en cada uno de los hemisferios (Garreaud *et al.*, 2009; Villalba *et al.*, 2011).

Algunos autores han indicado que los índices de estos fenómenos climáticos de gran escala (por ejemplo la Oscilación del Atlántico Norte) pueden ser muy buenos predictores de procesos ecológicos, en algunos casos incluso mejores que las variables del clima local (Hallett *et al.*, 2004; Stenseth y Mysterud, 2005; Srur *et al.*, 2016). El buen desempeño de estos índices climáticos de gran escala en predecir procesos ecológicos locales o regionales es difícil de explicar en función de los procesos fisiológicos que involucran estas interacciones. Una posible explicación a esta situación, estaría dada por la incapacidad de los promedios climáticos mensuales o estacionales, comúnmente utilizados por los ecólogos, para explicar la complicada y temporalmente variable relación entre el clima y los procesos biológicos a escala local (Hallett *et al.*, 2004). Stenseth y Mysterud (2005) introdujeron el concepto de “paquetes climáticos” e identificaron tres mecanismos mediante los cuales los índices climáticos pueden actuar como mejores predictores de los procesos ecológicos que el clima local:

1- El componente de la ventana temporal: Los índices climáticos integran procesos cortos en escalas temporales más largas. Por ejemplo, determinado proceso ecológico puede estar correlacionado con la precipitación en escala mensual o estacional, la cual está asociada a su vez con un índice climático de gran escala. Por ejemplo, si en lugar de la precipitación

mensual ponemos la atención en la precipitación en escala diaria, la relación con el proceso biológico podría no ser clara.

2- El componente de la ventana espacial: Stenseth y Mysterud (2005), usan el siguiente ejemplo para ilustrar este mecanismo. La Oscilación del Atlántico Norte (OAN) está asociada a aumentos de precipitación y temperatura a lo largo de la costa Oeste de Noruega. El efecto de la OAN en la profundidad de la nieve variará de acuerdo a la altitud a lo largo los ambientes heterogéneos con diferentes elevaciones. De esta manera, la fase positiva de la OAN está asociada con menos nieve en menores elevaciones, y más nieve en mayores elevaciones. El mismo fenómeno se aplica a las variaciones en la acumulación de la nieve con la latitud.

3- El componente meteorológico: Los índices climáticos por lo general integran diversas variables meteorológicas – temperatura, precipitación, profundidad de la nieve, velocidad del viento – en un único valor. Típicamente, la interacción entre el clima y un determinado proceso ecológico no está regido por una sola variable, sino más bien por un “paquete climático” más complejo que integra diferentes variables meteorológicas (Stenseth *et al.*, 2002; Stenseth *et al.*, 2003).

De esta manera, los organismos o los ecosistemas (dependiendo de la escala) se ven generalmente afectados por una combinación de variables climáticas (componente meteorológico) que actúan durante diferentes periodos de tiempo (componente temporal), y de manera diferenciada geográficamente (componente espacial). Los Índices climáticos integran la compleja variabilidad espacial y temporal de las variables meteorológicas en una medida más afín con el sistema biológico estudiado (Stenseth *et al.*, 2003).

La utilización de índices climáticos añade otros desafíos a los estudios ecológicos enfocados en dilucidar el rol del clima en los sistemas ecológicos. Si bien las principales ventajas de utilizar índices climáticos radican en que 1) los efectos biológicos pueden estar más fuertemente relacionados con índices climáticos que con variables climáticas locales, 2) los índices climáticos brindan la posibilidad de hacer predicciones, y 3) por lo general los índices están disponibles de manera gratuita en internet, los índices añaden otra

interface, la necesidad de establecer relaciones entre el clima global y el clima local, a los estudios de la relación clima-ecología.

La mayoría de los trabajos que abordan el estudio de la relación entre índices climáticos y procesos ecológicos hacen foco en las oscilaciones climáticas más conocidas, como el fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) o la Oscilación del Atlántico Norte (OAN). El fenómeno ENOS es el ciclo de variación climática interanual más importante a nivel global. Milesi *et al.* (2005) reportó que cerca del 40% de la superficie vegetada a nivel global muestra correlaciones significativas con variabilidad climática inducida por el ENOS. Diversos estudios, en su mayoría utilizando el IVN como variable de respuesta, han identificado al Noreste de Brasil, el Sur de África, el Sudeste de Asia, el Este de Australia, el Sudeste de Sudamérica, el Centro-Sur y Oeste de Estados Unidos como las regiones donde la vegetación es más sensible al ENOS (Myneni *et al.*, 1996; Kogan, 2000; Potter *et al.*, 2008). Otras regiones que muestran una sensibilidad menor son el Norte de México, Alaska y Europa Central (Buermann *et al.*, 2003; Potter *et al.*, 2008).

Potter *et al.* (2008) encontraron que los biomas que muestran relaciones más fuertes con el ENOS son los pastizales de Asia Central y los bosques boreales de Alaska, Rusia y Canadá. También encontraron fuertes relaciones con biomas semiáridos en el Norte de México, partes de África y Australia. Holmgren *et al.* (2001) destaca que si bien la relación entre el ENOS y la vegetación parece ser más importante en ambientes semiáridos (atribuido a la germinación masiva de plantas anuales), el ENOS produce también impactos en biomas dominados por hierbas perennes, arbustos y árboles.

Gong y Shi (2003) aplicaron una regresión multivariada para estimar la relación entre 8 índices climáticos y el IVN en el Hemisferio Norte. Sus resultados muestran que, en promedio, 57% de la variabilidad interanual del IVN puede ser atribuida a las fluctuaciones climáticas de gran escala. Las regiones más sensibles a estas fluctuaciones resultaron ser el Noroeste de América del Norte, Europa y el Norte y Este de Asia. Wang y You (2004) encontraron que la productividad de la vegetación en el Norte de Asia se relaciona

significativamente con la OAN durante la estación de crecimiento. Gouveia *et al.* (2005) y Gouveia *et al.* (2008) reportaron que la OAN ejerce una importante influencia sobre el crecimiento de la vegetación en el Norte de Europa y la región del Mediterráneo, debido a la influencia que ejerce esta oscilación sobre la temperatura y la precipitación, respectivamente.

En la Patagonia, la Oscilación Antártica (AAO) y el ENOS han sido identificados como los principales forzantes del clima regional (Lara *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009). Van Leeuwen *et al.* (2013) examinaron la relación entre el IVN y los índices del ENOS y la AAO en América del Sur. Encontraron que estos índices tienen impactos significativos en la productividad y fenología de la vegetación en el Sudeste de Argentina (Patagonia y Pampas) y en el centro y Sur de Chile (bosques templados y subantárticos). En el Sur de Chile la relación entre el índice de la AAO y el IVN es positiva. En esta región la vegetación está influenciada por la temperatura, la que durante la fase positiva de la AAO es más elevada. De esta manera, la fase positiva de la AAO está asociada a mayor productividad vegetal debido a mayores temperaturas. Estos autores, también encontraron que la AAO limita la productividad en áreas con mayores temperaturas y escasa precipitación. Tourre *et al.* (2008) analizaron la variabilidad espaciotemporal del IVN en América del Sur y sus relaciones con diferentes forzantes climáticos. Encontraron una relación negativa entre el IVN correspondiente a la región Ecológica del Monte Oriental y la temperatura superficial del mar en una región del Atlántico Tropical.

Los estudios dendrocronológicos en el Norte de la Patagonia también aportan información sobre la influencia que los fenómenos climáticos de gran escala tienen sobre el crecimiento de los bosques. Ha sido establecido que, a escalas regional y global, el clima es el principal determinante del crecimiento de los bosques (Boisvenue y Running, 2006). Diversos autores han encontrado evidencias que las variaciones interanuales en las cronologías de anillos de árboles en las regiones subtropicales de América del Sur están mayormente moduladas por el ENOS; mientras que las variaciones interdecenales en las regiones subantárticas están moduladas por la AAO (Villalba *et al.*, 2007; Villalba

et al., 2011). Villalba *et al.* (1998) y LeQuesne *et al.* (2006) han encontrado relaciones entre el Índice de la Oscilación del Sur (IOS) y el crecimiento de *Austrocedrus chilensis* en Chile Central. La AAO, por lo general muestra correlaciones negativas con el crecimiento de diversas especies en ambientes relativamente secos, incluyendo *Nothofagus pumilio*, *Araucaria araucana* y *Pilgerodendrum uviferum* (Villalba *et al.*, 2003; Lara *et al.*, 2008). Estas correlaciones negativas son consistentes con la reducción de la precipitación que induce la AAO en los Andes Patagónicos (Villalba *et al.*, 2012)

6.2 - Materiales y métodos

6.2.1 Identificación de forzantes climáticos de escala hemisférica/global de la variabilidad del IVN

En esta sección se exploraron los forzantes del sistema climático a escala hemisférica y global asociados a la variabilidad del IVN resultante del ACP realizado en el capítulo 3 (Fig. 6.1). El objetivo de este análisis es seleccionar entre los diferentes fenómenos oscilatorios climáticos conocidos aquellos que muestren tener relación con los diferentes CPs de IVN. Para esto, se realizaron composiciones estacionales para cada uno de los CPs y se calcularon las correlaciones a nivel global con la altura geopotencial en 500 mb y la temperatura superficial del mar derivadas del reanálisis NCEP/NCAR.

6.2.2 Relación entre índices climáticos de escala hemisférica/global y series de IVN en el norte de Patagonia.

Para esta sección se consideraron en total 8 índices que caracterizan la variabilidad atmosférica y/u oceánica de diferentes regiones que podrían tener impacto en el clima de la región. Se consideró un índice asociado al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS o ENSO por sus siglas en inglés): el Índice Niño 3.4 (Bunge y Clarke, 2009). Se consideraron, además, tres índices que caracterizan la variabilidad en diferentes regiones de Océano Atlántico: el Índice del Dipolo del Atlántico Sur (Nnamchi *et al.*, 2011), el índice del Atlántico Tropical Sur y el índice del Atlántico Tropical Norte (TSA y TNA en inglés, Enfield *et al.*, 1999). Asimismo, se consideró el índice de la Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur (Gong y Wang, 1999). También se construyó un índice regional de

Capítulo VI: Relación entre índices y variables climáticas de escala global y el Índice de Vegetación Normalizado en el Norte de la Patagonia

circulación calculando la diferencia de presión atmosférica entre Comodoro Rivadavia y Bahía Blanca (índice C-B). En la tabla 6.1 se muestran los diferentes índices climáticos, los datos, la metodología con que fueron construidos y su fuente.

Se removi6 la tendencia lineal de todas las series de índices climáticos. Luego se analiz6 el componente de frecuencias tanto para las series crudas como para las series de desvíos estandarizados (que filtran solo el ciclo anual).

Para estudiar la influencia de los forzantes climáticos en la variabilidad del IVN, se analizaron las correlaciones cruzadas entre las series de Factor Scores del ACP realizado a las series de IVN, y las series de índices climáticos. Esto se realiz6 tanto para las series crudas como para las series de desvíos estandarizados.

La influencia de los forzantes climáticos sobre la variabilidad del IVN puede ser independiente de la época del año, o puede ser más o menos intensa dependiendo de la estación. Para identificar las relaciones entre las variaciones de precipitación y temperatura y los diferentes índices climáticos a escala estacional, se calcularon los patrones espaciales de correlación entre los índices climáticos y los campos de IVN promediados trimestralmente (diciembre-enero-febrero, marzo-abril-mayo, junio-julio-agosto, septiembre-octubre-noviembre).

Tabla 6.1. Índices climáticos: metodología y fuente.

Índice	Derivado de:	Fuente
TNA (Tropical Northern Atlantic Index)	TSM promediadas entre 5.5° N - 23.5° N y 15° O - 57.5° O. HadISST y NOAA OI 1x1 dataset	Enfield et al. (1999)
TSA (Tropical Southern Atlantic Index)	TSM promediadas entre Eq-20° S y 10° E-30° O. HadISST y NOAA OI 1x1 dataset	Enfield et al. (1999)
Niño 3.4	TSM promediadas entre 5° N - 5° S, 170° O -120° O. OISST.v2 dataset	Bunge & Clarke (2009)
AAO (Antarctic Oscillation)	proyección de anomalías de 700 hpa. sobre el factor dominante de variabilidad. Datos del reanálisis NCEP/NCAR	Gong & Wang (1999)
SAODI (South Atlantic Ocean Dipole Index)	Diferencia de TSM promediadas en 10° E - 20° O, 0° S - 15° S y 10° O - 40° O, 25° S - 40° S. Datos de HadISST	Nnamchi et al. (2011)
DMI (Dipole Mode Index)	Diferencia de TSM promediadas en 50° E -70° E, 10° S-10° N y 90° E-110° E, 10° S-0° N. Reynolds Olv2 SST	Saji et al. (1999)
C-B (Comodoro-Bahía)	Diferencias de Presión Atmosférica en Superficie entre las estaciones Comodoro Rivadavia y Bahía Blanca	

Capítulo VI: Relación entre índices y variables climáticas de escala global y el Índice de Vegetación Normalizado en el Norte de la Patagonia

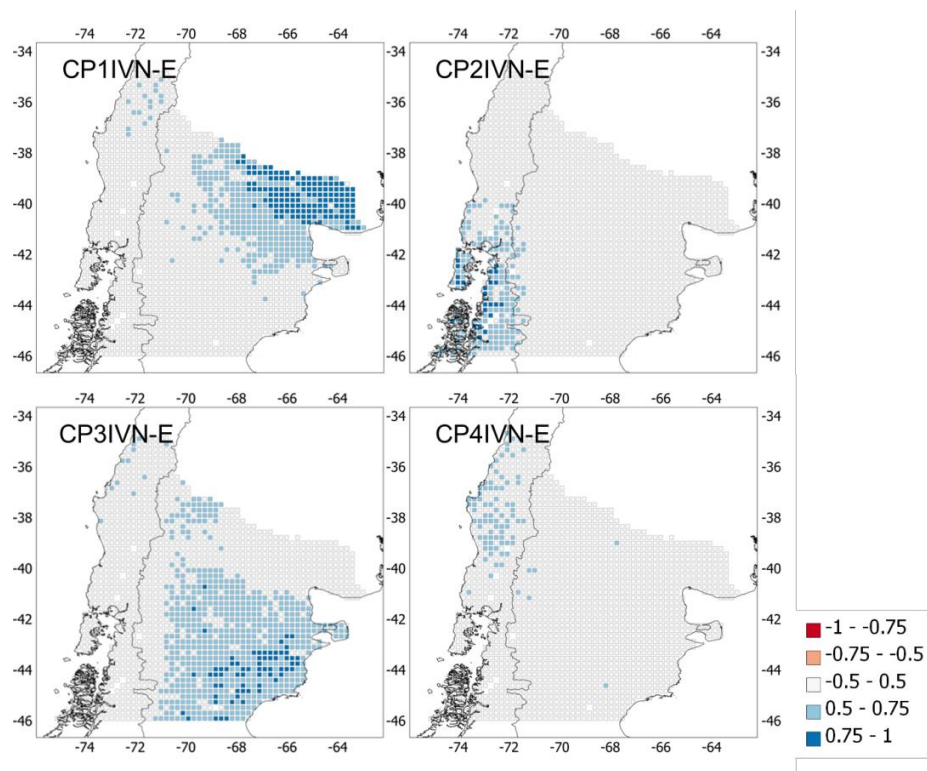


Figura 6.1. Patrones espaciales derivados del ACP (factor loadings) de los desvíos estandarizados del IVN mensual durante el periodo 2001-2010.

6.3 Resultados

6.3.1 Identificación de forzantes climáticos de escala global y regional

Componente 1 IVN

Verano

Para el CP1IVN-E (que coincide geográficamente con la región ecológica del Monte Oriental) durante el verano, se observa un patrón de correlaciones negativas con la altura geopotencial en 500 mb en latitudes medias y correlaciones positivas en altas latitudes. Este patrón se corresponde con la fase negativa de la Oscilación Antártica y se observa para desfases de hasta dos meses (Fig. 6.2).